petrologie sedimentară



PREFAȚĂ

Dacă „hazardul geologic" a concentrat în ultimul timp preocupările oamenilor de știință spre predicția fenomenelor catastrofice — cutremure, erupții vulcanice — și protecția mediului natural, într-o aceeași măsură am asistat și la reconsiderarea conceptelor legate de formarea și evoluția depozitelor sedimentare, în general, și a ocurențelor purtătoare de petrol, gaze, cărbuni, substanțe metalifere și radioactive, în special.

„Petrologia sedimentară" s-a impus ca un domeniu de specialitate în care informația s-a acumulat efervescent și a declanșat, foarte repede, conexiuni inedite. Limbajul ei, foarte specific de altfel, s-a îmbogățit în consens cu toate descoperirile pe care cercetarea sedimentelor și rocilor din domeniul exogen le-a realizat. Noutăților de acest ordin li s-au adăugat numeroase altele, de esență, care au impus revizuirea teoriilor petrogenetice și, deci, înțelegerea mecanismelor fundamentale care au contribuit la nașterea și evoluția formațiunilor sedimentare.

Astăzi nu se mai poate ignora rolul curgerilor gravitaționale în acumularea prismelor sedimentare, conceptul de „avalanșă" a devenit și el operativ, iar descifrarea „ritmitelor" reprezintă o cheie sigură spre reconstituirea ciclicității fenomenelor naturale; efectul proceselor geobacteriene, grație microscopiei electronice, este sesizat în multe depozite, iar procesele diagenetice sînt din ce în ce mai des luate în discuție pentru a explica posibilități noi de concentrare a substanțelor metalifere. Alături de toate acestea numărul mare de modele petrogenetice și legătura rocilor cu un anumit cadru tectonic justifică interesul crescînd care se acordă formațiunilor sedimentare.

Activitatea științifică din sfera Sedimentologiei și a Petrologiei sedimentare, reflectată de numărul mare de reviste și cărți de specialitate care apar anual — poate cel mai mare din domeniul Geologiei — și Programele de cercetare de dată recentă (Analiza Bazinelor Sedimentare, Programul Internațional pentru Litosferă, Geologie Sedimentară Globală, Programul de Corelări Geologice Internaționale, Forajul Oceanic prin JOIDES Resolution, Studiul Geotraverselor și Global Transect, Forajele Super-adînci din Kola, Caucaz șu Bavaria etc.), focalizează întreaga activitate teoretică și practică a cercetătorilor și profesorilor din aceste domenii, stimulează gîndirea și confirmă oportunitatea sintezelor legate de astfel de subiecte.

Cercetarea geologică și școala geologică românească s-au aflat, de la început, în consens cu acest suflu. Extinderea largă în lanțul carpatic și zonele de vorland a formațiunilor sedimentare purtătoare de zăcăminte de petrol, cărbuni, fier, fosfați, bauxită etc. a încurajat prospecțiunea și explorarea geologică și a stat la baza unei informații, frecvent surprinzătoare, întotdeauna germene al progresului teoretic și practic legat de cunoașterea acestor produse.

Preluarea unei astfel de responsabilităţi — de a redacta o sinteză — nu poate fi un hazard. Ea a apărut ca o datorie faţă de iluştrii înaintaşi — L. Mrazec, G. Murgeanu, M. Filipescu, V. C. Papiu — şi ca un crez legat de rolul de „pîrghie" pe care autorul îl atribuie Petrologiei sedimentare în înţelegerea Geologiei, în general. Ea este, fără îndoială, una din căile de acces spre descifrarea marilor probleme care înseamnă evoluţia oceanelor şi atmosferei, apariţia şi evoluţia vieţii pe Pămînt, perfecţionarea conceptului tectonicii globale, cardiograma oscilaţiilor de nivel şi a schimbărilor climatice, analiza ciclurilor orbitale, modelarea proceselor exogenetice etc..

Dominat de crez şi datorie, legat afectiv de toate problemele abordate şi permanent controlat de reacţia tinerilor — studenţii mei — şi a colegilor, am încercat ! Am căutat să surprind noutatea şi să evit repetabilitatea şi suprapunerile cu „enunţurile" clasice care, nu de puţine ori în trecut (V. C. Papiu, D. P. Rădulescu, L. Pavelescu), au făcut obiectul unor cărţi valoroase. Nu ştiu cum şi cît am reuşit să leg în coperţile unui volum limitat „exhaustivul sedimentar" şi care va fi impresia lăsată cititorului, dar fiecare sugestie şi observaţie a lui va fi integrată într-o intenţie viitoare.

Pentru lectura atentă a manuscrisului şi sugestiile date, aduc mulţumiri Prof. dr. Dan Rădulescu, Lect. dr. Marin Şeclăman şi Lect. dr. Eugen Grădinaru.

Pentru „lumina tiparului" mulţumesc conducerii Editurii Tehnice şi redactorului de specialitate Ioan Cismaş, care, de mulţi ani, avînd viziunea rolului Gelogiei în economia naţională, sprijină apariţia lucrărilor de specialitate.

Bucureşti,
15 dec. 1987

AUTORUL

CUPRINS

Contents

...„Pămîntule din care am fost plămădiţi, care sînt puterile, virtuţiile şi intenţiile tale?“

GEO BOGZA

INTRODUCERE

Exogeneza — limite şi factori

Constituţia şi evoluţia scoarţei terestre — în forma şi structura pe care o are ea astăzi — este rezultatul unor procese naturale complexe şi de lungă durată, de peste 4,5 miliarde ani.

Partea superficială a scoarţei terestre, imediat după individualizare, s-a aflat sub controlul factorilor sau agenţilor externi (exogeni), în special, a energiei solare, a apei meteorice şi a gazelor din atmosferă. Apariţia formelor primare de viaţă — după ultimele ipoteze acum 3,5 miliarde ani — şi ulterior a celor evoluate din lumea vegetală şi animală a însemnat pentru scoarţa terestră o diversificare a factorilor ce-i vor determina întreaga evoluţie.

Zona aceasta — de la suprafaţa scoarţei — în care factorii atmosferici, hidrosfera şi activităţile biotice acţionează asupra litosferei pentru a genera produse calitativ noi şi mult mai variate decît produsele consolidării magmatice sau a blastezei metamorfice a devenit sediul exogenezei şi s-a confundat treptat cu domeniul sedimentar — locul de naştere a sedimentelor şi rocilor sedimentare.

La suprafaţa scoarţei, în relaţie cu ceea ce azi denumim o „crustă continentală“ şi o „crustă oceanică“, produsele exogenezei apar discontinui. Ele formează doar 5% din volumul total al scoarţei terestre şi ocupă 75% din suprafaţa acesteia. Grosimea maximă a acestor produse se apropie de 15—18 km (în „delta“ Gangelui) pentru ca alteori, atît în ariile continentale cît şi în bazinele oceanice, ele să lipsească complet. La scara Globului terestru distribuţia sedimentelor şi rocilor sedimentare este întotdeauna determinată de un complex de factori exogeni care condiţionează simultan atît creşterea cît şi conservarea lor.

Produsele rezultate din transformările ce se petrec la suprafaţă au fost denumite „sedimentare“ pentru că cele mai răspîndite depozite sînt cele formate prin sedimentare, adică prin „decantarea gravitaţională“ pe cale mecanică şi/sau chimică a unui material de origine minerală sau organică, în mediul acvatic sau aerian. Alături de acestea exogeneza conduce la produse foarte variate dintre care unele nu au, însă, nici o legătură cu sedimentarea — de exemplu, formarea solurilor, a produselor reziduale, bioconstrucţia recifală, acumularea depozitelor morenice etc. De aceea, adjectivul „sedimentar“ are astăzi o semnificaţie mai largă devenind sinonim cu „exogenetic“ pentru a

ilustra — aşa cum încerca să-l definească, printr-o negaţie, întemeietorul de şcoală şi tradiţie geologică Ludovic Mrazec — locul de naştere a tuturor produselor care nu sînt magmatice şi metamorfice.

De asemenea, în opoziţie cu parametri fizici ai proceselor magmatice şi metamorfice — de regulă, temeraturi mai mari de 250°C şi presiuni mai ridicate de 4—5 kb — procesele sedimentare, de orice fel, sînt controlate de temperaturi şi presiuni „normale", caracteristice părţii superficiale a scoarţei terestre.

Factori exogeni. Cadrul fizico-chimic (şi biotic) în care evoluează procesele exogene este definit de calitatea apei şi a aerului, de temperatura şi de măsura în care, într-un anumit loc, viaţa este sau nu posibilă; cîmpul gravitaţional controlează, şi el, în mai mare măsură procesul sedimentar.

Trăsăturile proceselor sedimentare într-un astfel de context vor fi, desigur, condiţionate de intensitatea pe care o atinge la un moment dat unul din aceşti factori, de variaţiile lor în timp şi spaţiu, de posibilităţile care se creează pentru a acţiona simultan cu alţi factori.

Apa. Particularitatea fundamentală a exogenezei este, definită, în primul rînd, de existenţa apei la suprafaţa scoarţei terestre, de repartiţia ei pe Glob (ocupă peste 2/3 din suprafaţa acestuia, adică 361 mil. km^2) şi de relaţiile complexe pe care apa le are cu „uscatul" sau ariile continentale (în suprafaţă de numai 149 mil km^2).

Apa reprezintă mediul de acumulare a sedimentelor cu ponderea cea mai mare (toate bazinele lacustre, marine şi oceanice) şi, în acelaşi timp, principalul agent de transport al materialului dezagregat. Apele curgătoare sînt acelea care deplasează particulele sedimentare din ariile continentale spre bazinele marine şi oceanice. Apa este, de asemenea, un excelent solvent pentru gaze şi substanţe minerale şi, prin aceasta, un mediu de desfăşurare a reacţiilor chimice care generează sinteze sau descompuneri ale produşilor minerali. În fine, astăzi este unanim acceptat că apariţia şi dezvoltarea vieţii pe Pămînt a depins, în exclusivitate, de existenţa hidrosferei.

În zonele climatice în care temperatura medie anuală oscilează sub 0°C, apa se transformă în gheaţă şi devine „un alt agent" al exogenezei. Ea se concentrează în cantităţi mari în zonele polare sub forma calotelor glaciare, şi în regiunile montane înalte (peste 3 000, 3 500 m) sub forma gheţarilor continentali alpini.

Aerul. O altă relaţie intercauzală, cu efect constant şi în desfăşurarea proceselor sedimentare, este aceea generată de existenţa O_2 şi CO_2 în compoziţia atmosferei (azot 78,084%, oxigen 20,946%, neon + heliu + xenon + argon 0,934%, dioxid de carbon 0,033%, hidrogen, metan 0,003%) şi schimbul permanent pe care aceste gaze îl au cu hidrosfera şi biosfera.

Procesele sedimentare, în foarte multe detalii ale lor, sînt marcate de conţinuturile ridicate în O_2 şi CO_2 pe care le au mediile în care ele se desfăşoară. Factorii esenţiali ai proceselor de metabolism biotic, gazele din atmosferă şi cele dizolvate în apă determină sensul desfăşurării unor reacţii chimice care au drept efect concentrarea de compuşi minerali oxigenaţi sau carbonaţi. Aerul în mişcare se comportă şi ca un important agent mecanic.

Temperatura. Valorile termice ale aerului şi apei la suprafaţa scoarţei se înscriu între limite diferite, proprii stării lor fizice.

Astfel, în aer valorile termice extreme înregistrate în zonele continentale sînt de +58°C (la umbră) în Cîmpia Jefara din Libia şi de −88,3° în Antarctica, staţiunea Vostok — situată la 3 500 m altitudine. Variaţiile sezoniere şi cele diurne sînt mai puţin severe dar, uneori, deloc neglijabile pentru efectele

pe care le pot genera asupra stabilității termice a fazelor minerale: în Munții Stîncoși din S.U.A., în localitatea Browning au fost înregistrate în decurs de 24 ore temperaturi maxime de +6,7°C și minime de −48,8°C. Starea termică a atmosferei — cu variații sistematice în raport cu zonele climatice de pe Glob — influențează direct atît temperatura apei la suprafața scoarței cît și comportarea (termică) a fazelor minerale din alcătuirea litosferei. Temperatura medie anuală a aerului se transmite în sol pînă la adîncimi variabile în zonele ecuatoriale (5 m), temperate (20 m) și polare (100 m); imediat sub aceste nivele temperatura se stabilizează și se trece la „zona cu temperatură constantă".

Temperatura apei, în general, variază în limite mai restrînse. Pentru procesele sedimentare interesează temperatura apelor din bazinele marine și oceanice, care se modifică cu zona climatică și adîncimea (amplitudinea variațiilor termice nu depășește 37°C la suprafața mărilor). Temperaturile maxime, de +32 — +35°C, au fost înregistrate în apele din Golful Mexic, iar temperaturi minime, de −2°C, în apele arctice. În apropierea fundului oceanelor, temperatura apei este de 2 — 4°C. Situații anormale se întîlnesc în unele bazine marine deasupra zonelor de rift, unde temperatura apei poate depăși 50°C (de exemplu, în riftul Galapagos și în Marea Roșie). În lacuri, rîuri, mlaștini, variațiile termice concordă, de regulă, cu media atmosferică din zona geografică în care acestea sînt situate.

Modificările termice ale hidrosferei — în general — influențează direct densitatea apei și reactivitatea ei chimică față de compușii minerali și, indirect, comportarea fazelor solide cu care aceasta vine în contact (flotabilitate, dizolvare, precipitare).

În litosferă, sub zona cu temperatură constantă, valorile termice cresc progresiv conform gradientului geotermic (între 20° — 50°C la 1 000 m sau 1° la 33 m).

Presiunea. Desfășurarea proceselor sedimentare la suprafața scoarței se află și sub controlul presiunii atmosferice, presiunii hidrostatice și presiunii litostatice.

Variațiile presiunii atmosferice considerată la nivelul mării (egală cu 1 kg/cm^2 sau 76 cm coloană Hg = 1 013,2 milibar) determină mișcarea maselor de aer și, prin aceasta, deplasarea particulelor fine de praf și nisip în ariile continentale sau deasupra bazinelor marine și oceanice.

Presiunea hidrostatică controlează procesele sedimentare de esență chimică și mecanică care au loc în bazine subacvatice; ea variază direct proporțional cu adîncimea bazinului, deci cu grosimea coloanei de apă, și influențează atît echilibrul gazelor dizolvate în apă (O_2, CO_2) cît și stabilitatea agregatelor precipitate; ea crește la fiecare 100 m cu o atmosferă, ajungînd la adîncimea de 1 000 m la circa 100 atm/cm^2, iar la adîncimea de 10 000 m la circa 1 000 atm/cm^2. Presiunea soluțiilor interstițiale existente în porii acestor depozite este și ea dependentă de greutatea coloanei de apă și controlează, direct, „litificarea" sedimentelor.

Presiunea litostatică este, de fapt, expresia greutății stivei de depozite acumulate la un moment dat într-o arie de sedimentare și crește progresiv cu grosimea acesteia. Pe verticală presiunea litostatică crește la fiecare kilometru cu 250 — 300 bari; aceasta înseamnă că la 10 000 m ea atinge o valoare de 2,8 kbari, la 20 000 m de 5,5 — 6 kb etc. Sub influența acestor presiuni depozitele se compactizează, pierd apa din pori, iar particulele lor constituente suferă rearanjări și, uneori, deformări mecanice.

Factorul biotic. Procesele sedimentare au început să se manifeste după consolidarea materialului topit în prima crustă a Pămîntului și după instalarea primului Ocean planetar și s-au diversificat odată cu apariția și evoluția vieții.

Organismele vegetale și animale furnizează domeniului sedimentar un material extrem de variat atît de natură organică (depozitele de cărbuni și acumulările de hidrocarburi), cît și anorganică (acumulări considerabile de carbonați, silice sau fosfați de origine biotică).

Gravitația. Forța gravitației tinde să restabilească echilibrul natural prin ștergerea diferențelor de nivel ce caracterizează relieful suprafeței terestre. Sub imperiul gravitației, materia — lichidă sau solidă — tinde să se deplaseze pe orice pantă, către baza acesteia, cu o viteză care crește cu cît unghiul de înclinare a pantei este mai mare. Fiind un factor pasiv, dar cu acțiune permanentă și universală, gravitația controlează toate procesele geologice. Acțiunea ei este bine vizibilă în ariile continentale, unde contribuie la modelarea versanților prin prăbușiri de blocuri și alunecări de teren; în bazinele marine și oceanice, controlează direct procesul de sedimentare detritică și declanșează alunecări submarine în zonele de povîrniș supraîncărcate de sedimente.

Spațiu și timp în exogeneză

Unde și cînd s-au format rocile sedimentare? Iată două întrebări cărora li se circumscriu ariile și timpul în care apar aceste edificii petrografice.

Procesele exogene generează simultan produse foarte variate, ca o expresie a diversității factorilor care acționează la un moment dat într-o arie de sedimentare și, ca o alternativă, se regăsesc — în continuitate — produse uniforme care au vîrste geologice diferite. Un motiv în plus pentru a sublinia și conexiunile complexe care se stabilesc între factorii care generează produsele sedimentare. Varietatea produselor — calcare, de exemplu, în apropierea unor conglomerate sau fosforite alături de evaporite — sugerează diversitatea condițiilor și, implicit, a mediului de sedimentare. Această ultimă noțiune se confundă în petrologia rocilor exogene cu spațiul în care sînt generate produsele sedimentare. Cu excepția produselor reziduale — laterite, soluri etc. — pentru care „spațiul" îl reprezintă materialul preexistent intrat în dezechilibru chimic cu factorii de mediu, toate celelalte produse exogene — gresii, calcare, silicolite etc. — se formează prin acumulare într-un *bazin de sedimentare.* Acesta reprezintă o arie depresionară, amplasată fie într-o zonă continentală, fie într-un bazin marin sau oceanic și se caracterizează prin adîncimi și tendință de subsidență; orice bazin de sedimentare are o suprafață „0" (zero), adică un *nivel de bază* care-l separă de regiunile învecinate, înălțate, și pînă la care se poate produce colmatarea lui (fig. 1). Sursa materialului care se acumulează se poate găsi în zonele limitrofe bazinului sau în interiorul său. Detritusul provenit din dezagregarea rocilor continentale și transportat în bazinele marine prin rețeaua hidrografică are un caracter extrabazinal și reproduce fidel, în sedimentele acumulate, natura mineralogică și petrografică a *ariei-sursă.*

Spațiul de sedimentare adică aria în care se formează și se acumulează depozitele sedimentare poate fi privit din puncte de vedere diferite. Raportat la principalii agenți exogeni care interacționează cu litosfera — apa, aerul și gheața — se disting domeniile subacvatic, subaerian și subnival.

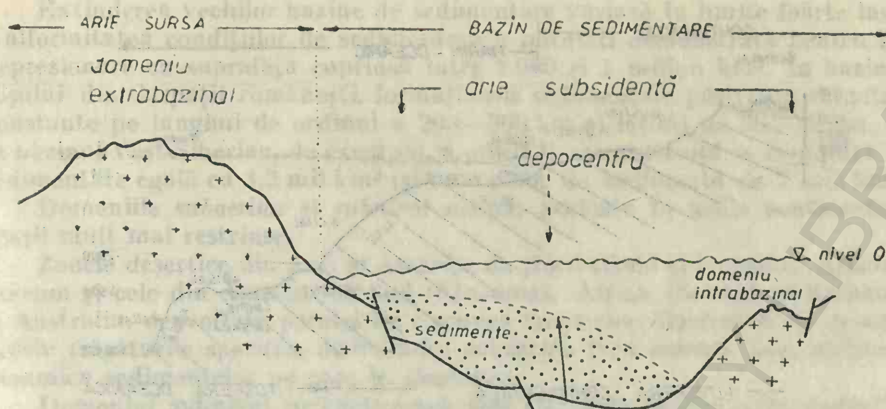


Fig. 01. Elementele unui bazin de sedimentare.

Evident că domeniul subacvatic este cel mai extins. În ariile continentale, în funcție de dinamica apelor și morfologia „bazinului", se disting domeniile fluviatil, lacustru, paludal, al limanelor etc. În zonele de trecere spre domeniul marin și oceanic se individualizează domeniile deltaic și lagunar, care găzduiesc produse cu particularități mixte — de tranziție între produsele apelor continentale și cele ale apelor marine.

A vorbi în general despre un „bazin marin sau oceanic„ înseamnă a acumula într-unul sau doi termeni condiții de sedimentare foarte diferite. Spațiul de sedimentare în astfel de bazine este subdivizat pe baza unor criterii batimetrice și, adesea, tectostructurale. Astfel, se pot distinge (vezi tabelul 1) mediile litoral, neritic, batial abisal, hadal ; de asemenea se poate

Tabelul 1. **Medii de sedimentare la suprafața scoarței terestre**

I. *Domeniu continental*

- Subaerian : Mediu *deșertic* (Hamade, Serir-uri, Erg-uri, Ued-uri, Sabkha continental)
- Subnival : Mediu *glaciar* (de calotă, de tip alpin ; subglaciar, supraglaciar, proglaciar)
- Subacvatic : Mediu *fluviatil* (Canale active, Cimpii aluviale, Conuri aluviale)
  - — Drept
  - — Despletit
  - — Meandrat
  - Mediu *lacustru* (Lacuri adinci-anoxice, Lacuri puțin adinci-oxigenate)
  - Mediu *paludal* (Mlaștini înalte, Mlaștini joase)

II. *Domeniu de tranziție* (medii subacvatice)

- Mediu de *limane, estuare* și *fiorduri*
- Mediu *lagunar* (de climat umed și arid)
- Mediu *deltaic* (Delte fluviale, Delte marine dominate de valuri și maree, Delte frontale, Delte abandonate)

III. *Domeniu marin — oceanic* (medii subacvatice)

Marginea continentală
- Mediu *litoral* sau *de coastă* (non-mareic, peritidal)
- Mediu de *șelf — neritic* (Șelf intern, Șelf extern)
- Mediu de *taluz* sau de povirniș — *batial*

Bazinul oceanic
- Mediu *pelagic* — abisal (Piemont oceanic și Cimpii abisale)
  - — hadal (Fose)

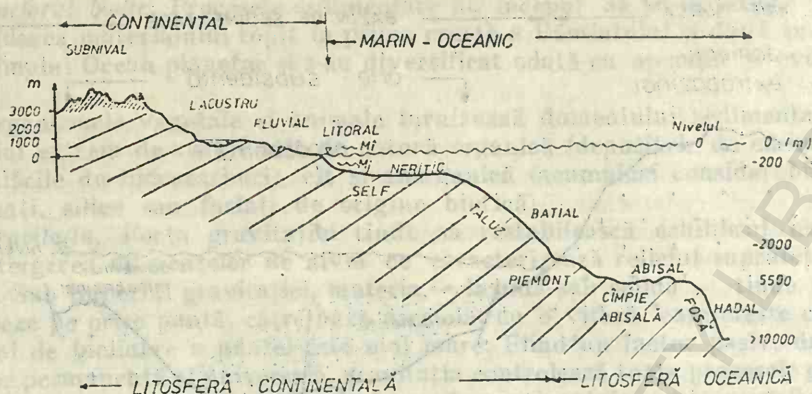


Fig. 02. Subdiviziuni batimetrice şi tectostructurale în cadrul bazinelor oceanice : Mi — maree înaltă ; Mj — maree joasă.

vorbi de arii de sedimentare corespunzînd „marginilor continentale" şi „oceanului" propriu-zis (fig. 2).

Bazinele de margini continentale au drept fundament o crustă continentală (înveliş bazaltic + înveliş granitic ± înveliş sedimentar), iar sedimentarea în ele îmbracă trăsături proprii mediilor litoral, neritic şi batial.

Bazinele „oceanice" (stricto sensu) au ca fundament o crustă oceanică (înveliş bazaltic ± înveliş sedimentar) şi o sedimentare de tip abisal şi hadal.

Ariile de sedimentare din bazinele marine şi oceanice pot fi caracterizate şi după alte criterii, dintre care circulaţia apelor (bazine închise, semiînchise, deschise), salinitatea (bazine cu salinitate normală, bazine restrictive) şi poziţia geografică („mări" intracontinentale, mări epicontinentale) sînt cel mai des utilizate.

Acceptînd astăzi existenţa plăcilor crustale şi avînd dovezi concludente asupra dinamicii lor, evoluţia procesului de sedimentare în timp geologic nu poate fi imaginată în afara acestui concept. „Spaţiul sedimentar" suprapus acestor unităţi tectonice şi structurale ale litosferei va căpăta o semnificaţie geodinamică. Se disting astăzi — şi se fac reconstituiri pe baza vechilor asociaţii litologice — bazine „stabile", amplasate în interiorul plăcilor crustale (bazine cratonice), şi bazine amplasate în zone mobile, de expansiune crustală (bazine de rift), şi, respectiv, de subducţie şi consum crustal (bazine şi fose de subducţie). Marile lacuri din regiunea Scutului Canadian, lacurile est-africane şi Marea Roşie, precum şi fosa Peru-Chile pot exemplifica bazine actuale amplasate în astfel de unităţi tectostructurale (fig. 3).

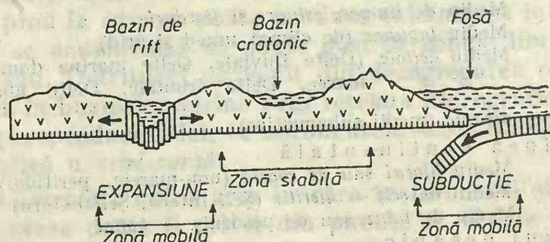


Fig. 03. Cadrul tectonic-structural al bazinelor de sedimentare.

Extinderea vechilor bazine de sedimentare variază în limite foarte largi. Uniformitatea condițiilor de sedimentare a putut fi demonstrată pentru arii depresionare cu suprafața cuprinsă între 1 000 și 1 milion km². În bazinele flișului din Carpații românești, formațiunile sedimentare păstrează caractere constante pe lungimi de ordinul a 200—300 km și lățimi de 20—30 km, iar în bazinul Vest-Siberian, de exemplu, a putut fi reconstituită o suprafață de sedimentare egală cu 3,2 mil km² (și un volum de sedimente de 7 mil km³).

Domeniile *subaerian* și *subnival* ocupă, exclusiv în ariile continentale, spații mult mai restrînse.

Zonele deșertice din Asia și America de Nord (Gobi şi respectiv Arizona) precum și cele din America de Sud (Atacama), Africa (Sahara și Kalahari) și Australia, dezvoltate paralel cu regiunea tropicelor, ilustrează cel mai expresiv trăsăturile specifice domeniului subaerian (sau eolian), prin natura şi dinamica sedimentelor pe care le găzduiesc.

Domeniul subnival se conturează mai clar prin prisma „produselor" în regiunile montane înalte, la altitudini mai mari de 2 000—2 500 m, unde evoluează ghețarii alpini. În acest caz „bazinul de sedimentare" este valea glaciară respectivă. În regiunile polare, în special, Antarctica, ghețarii de calotă își lasă urmele activității în spațiile lor periferice, unde temperaturile medii trec de 0°C.

Tot formațiunile sedimentare sînt acelea care ne permit — alături de o retrospectivă în spațiul lor de acumulare — și o întoarcere în timp. De fapt a ști să privești înapoi în geologie, în general și în petrologia sedimentară în special este o condiție a succesului.

Timpul în sedimentologie poate însemna „moment" de acumulare şi „moment" de conservare, ceea ce pentru modelul genetic al rocilor sedimentare va însemna proces depozițional și proces postdepozițional.

Procesele depoziționale, care conduc la acumulare de material, construcție de depozit sau formare de *sedimente* (depozite nederanjate din locul în care s-au depus), se desfășoară cu viteze foarte diferite. Unul va fi timpul de acumulare a sedimentelor într-o deltă și altul cel de depunere a suspensiilor în largul oceanului. Cu anume viteză se vor depune ooidele carbonatice pe șelfurile zonelor tropicale și cu totul alta concrețiunile manganoase pe fundul oceanelor. Volumul de material sedimentat raportat la unitate de timp reprezintă *rata de acumulare* a unui produs și, de fapt, parametrul care demonstrează că, în circuitul acumulării formațiunilor sedimentare „prin succesiune și continuitate", grosimea depozitelor nu este direct proporțională cu timpul de acumulare.

Tabelul 2 și fig. 4 redau principalele date privind rata de acumulare a unor produse sedimentare.

Acumularea lentă — conform unor standarde internaționale — conduce la unități de sedimentare de 1—10 mm în 1 000 ani, iar cea rapidă depășește 1 000 mm/1000 ani (9 000 mm/1000 ani la gurile de vărsare ale Nilului, peste 40 000 mm/1000 ani în Delta Mississippi).

Tabelul 2. **Ratele de acumulare a sedimentelor clastice și a unor compuși autigeni în diferite medii actuale**

Mediu :	cm/1 000 ani	Mediu :	cm/1 000 ani
0	1	2	3
Fluviatil		Marin	
Nil	900	de șelf	400
Lacustru		de taluz	6,8

Tabelul 2. (continuare)

0	1	2	3
Lehman	100—400	abisal	0,4—2
Michigan	20—100	Mări interne	
Eolian	20—100	M. Adriatică	1
Deltaic		M. Baltică	20—200
Mississippi	6 000—45 000	M. Neagră	5 — 40
Orinoco	1 000	M. Caspică	10— 18
		M. Mediterană	10— 20
Lagunar			
Florida Bay	46		
California	60—100	Acreţie laterală	10—80 m/an
Peritidal		Bioconstrucţie algală	1 mm/zi
Olanda	1 000—2 000	Corali	33—4 000 cm/1 000 ani
Salt Marsh	200— 650		
	Produse autigene:	cm/1 000 ani	
	Mangan 0,0003		
	$CaCO_3$ . . . . 0,4—2		
	Evaporite 500		

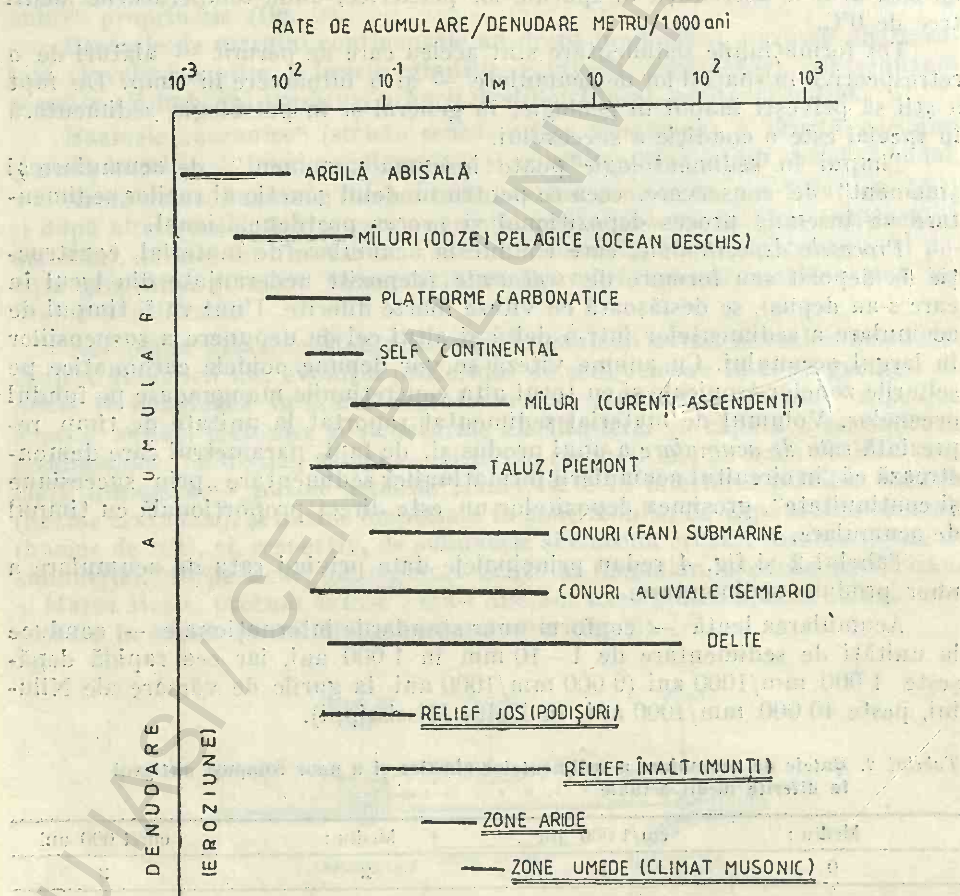


Fig. 04. Rata de acumulare şi denudare a sedimentelor în diferite medii naturale [17].

Procesele depoziționale considerate *normale* se caracterizează printr-o rată mică de acumulare și pot fi ilustrate prin sedimentarea mîlurilor în largul oceanelor. Evenimentele geologice *accidentale* cu caracter episodic, cum ar fi un seism care afectează marginea unui șelf încărcat cu sedimente nisipoase, conduc la acumulări rapide de material în timp foarte scurt. De exemplu, curgerea unor astfel de sedimente pe marginea continentală a Oc. Atlantic a antrenat 30 km^3 depuneri de material și a acoperit 3 000 km între „sursă" și „fruntea" depunerii.

Procesele postdepoziționale afectează sedimentele acumulate în bazin imediat după depunere și continuă mult după aceea, în timpul exondării și scoaterii lor din mediul de sedimentare, cînd începe să se vorbească de „roci sedimentare". Aceste procese conduc la litificarea depozitelor prin cimentare, recristalizare, metasomatoză etc. și se desfășoară în intervale lungi (1—10—100 milioane ani) și diferite de timp (de la o formațiune la alta). Astfel, un edificiu petrografic de origine endogenă va purta în el semnificații genetice și temporale cu totul distincte : unele care țin de cadrul depozițional semnificînd calitatea spațiului de acumulare și relațiile lui cu zonele limitrofe, și altele care evidențiază procese tîrzii, de esență diagenetică.

Îngroparea progresivă în bazin conduce sedimentele dincolo de „condițiile normale de temperatură și presiune" în domeniul blastezei metamorfice. La adîncimi în jur de 10 000 m se plasează limita dintre domeniul sedimentar și cel metamorfic.

Exondarea rocilor prin tectogeneză în perioade de timp cu durată mai scurtă (10—30 mil ani) decît acumularea le expune factorilor exogeni, care vor acționa în sensul distrugerii edificiilor petrografice prin dezagregare și alterare. Aceasta este o altă limită a proceselor sedimentare ce închide un ciclu sedimentar și deschide altul. Durata în timp a fiecărui ciclu, marcat de stingerea efectelor tectogenezei, este și ea foarte diferită (10—100 mil. ani).

Sedimentele din oceanele actuale au început să se acumuleze acum 200 mil. ani, vîrsta lor fiind cuprinsă între Jurasic și Actual, iar cele mai vechi roci care conservă caracterul „sedimentar" au fost descrise în Scutul Ucrainean, Scutul Canadian și Scutul Australian. Recent, în Scutul Australian au fost descoperite structuri celulare vegetale în argile grafitoase datate 3,5 miliarde ani. În țara noastră, rocile sedimentare din Dobrogea Centrală (zona „șisturilor verzi") sînt datate Assyntic (600 mil. ani) și remaniază în conglomeratele de la Istria galeți de gresii cuarțoase puternic cimentate și bine conservate, ce argumentează formarea în Preassyntic și exondarea în aria limitrofă a acelui bazin a unor roci sedimentare detritice.

Analiza unei coloane litologice dintr-o suită de roci sedimentare scoate frecvent în evidență limite concordante între unități petrografice distincte, de exemplu gresii, argile, marne, gipsuri. Dacă întreaga succesiune acoperă un interval statigrafic de 15 milioane ani, corespunzător Miocenului, de exemplu, aceasta nu înseamnă că procesele depoziționale s-au desfășurat continuu în tot acest interval de timp. Putînd aprecia, după caractere sedimentologice clare, rata de acumulare a fiecărei unități petrografice, reiese că limita dintre ele simbolizează sau poate simboliza un interval de nedepunere sau un *hiatus* de sedimentare ; intervalul respectiv poate fi echivalent cu sute de mii sau milioane de ani. Studiul atent al limitelor dintre strate și, implicit, al suprafeței lor, poate oferi informații prețioase despre evenimentele petrecute atunci cînd suprafața lor a rămas neacoperită și a fost afectată de procese postdepoziționale (eroziuni parțiale, modificări de structură determinate de organismele bentonice etc.). În petrologia sedimentară modernă, analiza limitelor de strat

în succesiuni „continui“ și nederanjate sau a hiatusurilor de sedimentare a devenit o operațiune curentă și eficace pentru întregirea imaginii asupra evoluției exogenezei.

Rezultă din astfel de interpretări că depunerea materialului are loc intermitent, adesea discontinuum, iar colmatarea unui bazin prin astfel de procese poate dura 1, 10 sau chiar 100 milioane ani.

Relația între „spațiu“ și „timp“ în domeniul sedimentar este deosebit de complexă, adesea contradictorie, așa cum se poate desprinde din multe fapte de observație, și întotdeauna condiționată de intensitatea și calitatea factorilor-agenți exogeni care interacționează la un moment dat și într-un anume loc.

Relații intercauzale și evenimente geologice

Cum? Este o altă întrebare prin care începe analiza proceselor sedimentare sau studiul relației „cauză-efect“ în domeniul sedimentar.

Cauzele primare și esențiale care pot explica marea diversitate a sedimentelor și rocilor sedimentare sînt de natură mecanică, chimică și biotică. Procesele sau „cauzele“ se circumscriu agenților sau factorilor pentru a genera produsele sau „efectele“: constituenții sedimentelor și rocilor sedimentare; particularitățile lor granulometrice și morfometrice (sau texturile); relațiile spațiale dintre acestea (structurile sau „ordinea“ pe care o capătă prin procese depoziționale și/sau postdepoziționale în cadrul unui edificiu petrografic).

Cauze mecanice-fizice. Variațiile termice din atmosferă, modificarea stării de agregare a apei prin îngheț și dezgheț, mișcarea maselor de apă sau gheață acționează asupra rocilor preexistente, le strică echilibrul inițial și contribuie la apariția unui detritus — a unor *claste*. Antrenate de rețeaua hidrografică, rocile preexistente ajung în albiile rîurilor, în lacuri sau bazine marine sub forma depozitelor epiclastice de origine terigenă. În raport cu aria de sedimentare, „clastele“ — fragmente de minerale sau roci preexistente — au caracter alogen (pentru că sînt provenite din afara bazinului). Intensitatea dezagregării rocilor preexistente, de orice natură genetică, este o consecință a energiei de relief, a factorilor climatici, a compoziției și structurii materialului supus acestor transformări, dar și — mai departe — a mișcărilor de înălțare în aria continentală (care stimulează eroziunea), a modificării nivelului de bază, a liniei „O“ a oceanului planetar (care atunci cînd se înalță inhibă eroziunea și o stimulează atunci cînd coboară).

Din punct de vedere petrografic, efectele unor astfel de procese sînt reprezentate prin rocile sedimentare detritice și structurile lor caracteristice (granoclasări, „mecanoglife“, alunecări gravitaționale).

Cauze chimice. Apa ca „mediu chimic“ și gazele din atmosferă sau cele dizolvate în soluțiile naturale, în special O_2, CO_2, pot reprezenta agenți agresivi față de rocile preexistente cu care vin în contact, în special față de mineralele instabile din constituția acestora (de exemplu, sulfați, halogenuri sau olivină, piroxeni, feldspați etc.). O parte dintre ele vor fi trecute în soluție, altă parte vor fi alterate, adică înlocuite cu produse de neoformație: antigorit, caolinit etc. Prin însumare, astfel de reacții — expresie a unei instabilități chimice a vechilor asociații mineralogice ajunse în contact cu factorii exogeni — au ca efect formarea depozitelor reziduale de caolin, laterit etc. Este unul din aspectele proceselor chimice din domeniul sedimentar. Celălalt, aspect, mult mai extins și mai variat, vizează dezechilibrele care conduc la separarea compușilor minerali în momentul în care aceștia ajung la suprasaturație. Precipitarea chimică și cristalizarea din soluție sînt procese care

generează compuși *autigeni*, formați „in situ" și care se individualizează sub forma depozitelor naturale de evaporite (halogenuri și sulfați), calcare de precipitație, unele fosforite, ferilite etc. Asemănarea lor din punct de vedere textural și structural cu produsele cristalizării magmatice este frapantă. Forma și conturul cristalelor vor fi expresia „creșterii din soluție", contactele dintre ele vor fi liniare și, adesea, suturale. Pe o aceeași cale, chimică, dar prin procese postdepoziționale, sînt cimentate nisipurile pentru a deveni gresii sau pietrișurile pentru a deveni conglomerate — expresie a prezenței într-o singură categorie petrografică a două feluri de procese petrografice.

Cauze biotice. Activitatea biotică la suprafața scoarței terestre este complexă, iar implicațiile sale petrografice sînt numeroase. În contextul petrologiei sedimentare se pot distinge două aspecte fundamentale:

1. Activitatea biotică ca *sursă* de material sedimentar:
   — generînd substanțe organice care, în condițiile conservării lor, conduc la formarea depozitelor de petrol și cărbuni;
   — generînd, în timpul vieții organismelor, depozite „bioconstruite" (cum sînt recifii de corali și stromatolitele), iar după moartea organismelor, depozite „bioacumulate", prin concentrarea părților scheletice de natură minerală sau, printr-un termen foarte general, particule biotice sau „bioclaste".

2. Activitatea biotică ca *agent distructiv* de modificare și prelucrare a structurii sedimentelor în ambianța cărora trăiesc și, respectiv, ca agent constructiv, de realizare a unor structuri noi, specifice poziției filogenetice organismelor respective. În acest caz produsul final va reține efectele suprapuse ale celor două cauze — mecanică și biotică — cu acțiune eșalonată în timp.

Dintr-un alt punct de vedere, acela al dimensiunii ei planetare și în corelație cu scurgerea timpului geologic, relația cauză-efect poate fi privită prin prisma duratei și continuității fenomenului geologic. Cauzele locale-regionale determină apariția, adesea bruscă, a unor produse bine circumscrise într-un context regional: apariția unui con de dejecție după o ploaie torențială, desprinderea de blocuri dintr-un versant abrupt, creșterea unor depozite algale într-o ambianță climatică favorabilă etc.

Cauzele globale (ciclurile Milankovici) determină modificarea periodică a parametrilor care vizează Pămîntul ca planetă: *precesia*, odată la 21 000 ani, *oblicitatea*, odată la 45 000 ani, *excentricitatea* odată la 100 000 ani. La scară globală, astfel de fenomene pot influența climatul și, prin aceasta modificările de nivel ale oceanului planetar: transgresiunile și regresiunile marine vor fi o consecință, iar aliniamentele de conglomerate (de transgresiune și regresiune) vor puncta astfel jocul pe verticală al volumelor de apă din bazinele marine și oceanice (fig. 5).

Prin prisma unor astfel de cauze, *auto-* și *alociclice*, evenimentele geologice planetare, cu implicații în sedimentologie, se conturează ca evenimente ciclice, periodice și ca evenimente disciclice, episodice sau întîmplătoare.

Evenimente ciclice sînt și cele provocate de modificări sezoniere sau diurne ale condițiilor de sedimentare (maree, de exemplu), Consecințele lor vor consta în succedarea unor termeni sau unități de sedimentare repetabile, ritmice, cum ar fi: gresie-argilă, gresie-argilă etc. sau calcar-marnă, calcar-marnă etc. Printr-un termen foarte general și exprimînd fidel „cauza", astfel de produse se vor denumi *periodite* sau *ritmite* (fig. 6).

Evenimentele disciclice sînt de scurtă durată și au drept cauză o furtună o inundație, un seism. Produsele lor, de origine mecanică desigur, se vor

PERIOADA (fenomenelor geologice)

10^{-3} 10^{-2} 10^{-1} 1 10 10^{2} 10^{3} 10^{4} 10^{5} 10^{6}

MAREE
CURENȚI DE TURBIDITATE
SESOANE
E ARTH'S WOBBLE (impulsuri)
frecvența INUNDAȚII MARI
FURTUNI
SCHIMB. IN ROTAȚIA PĂMÎNTULUI
VARIAȚIA CÎMPULUI MAGNETIC
TURBIDITE CLASTICE
TURBIDITE CARBONATCE
CICLURI ORBITALE (climatice)
CALCAR-MARNE
ARGILE NEGRE
EPISOADE GLACIARE
EPISOADE TECTONICE

Fig. 05. Perioadele (în ani) a principalelor fenomene geologice care controlează procesele sedimentare ciclice și disciclice [17].

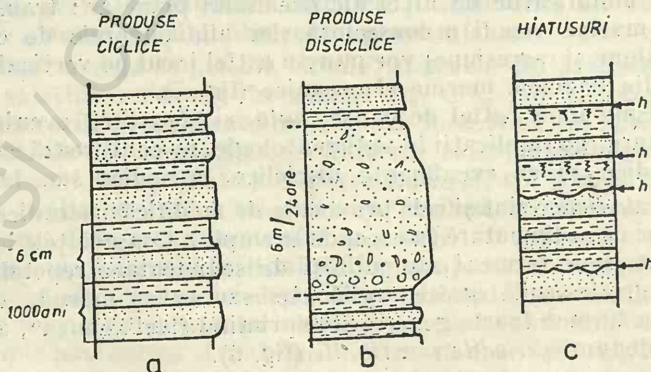


Fig. 06. Imaginea într-o coloană litologică a perioditelor *(a)*, tempestitelor *(b)* și a diverselor intervale hiatale *(c)*.

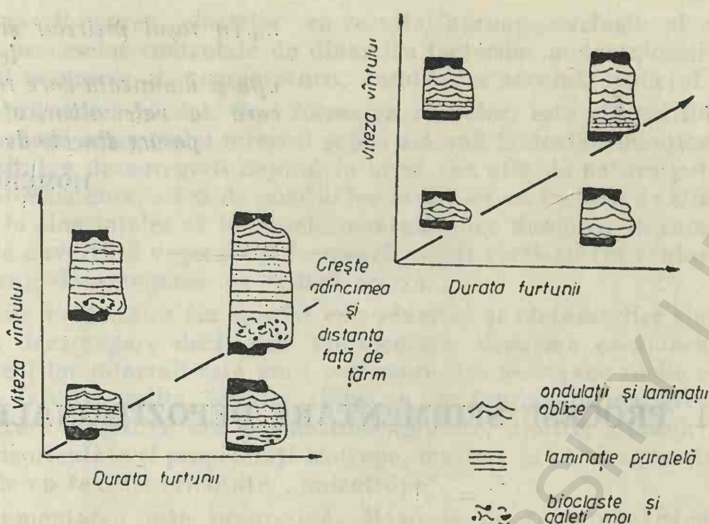


Fig. 07. Variaţia grosimii tempestitelor în raport cu factorii care o pot determina [3].

denumi tot prin termeni generali : *tempestite, inundite, seismite* ; în cazul tempestitelor, de exemplu, grosimea lor este controlată de viteza vîntului, durata furtunii şi distanţa faţă de ţărm (fig. 7).

O cale spre descifrarea cauzelor trecute care au generat varietatea mare de produse sedimentare o constituie — după un vechi principiu (Charles Lyell, 1833) — cunoaşterea cauzelor actuale. Mai mult şi mai cert decît în petrologia endogenă, pentru care astăzi numai vulcanismul este un fenomen observabil, în petrologia sedimentară, procesul actual este revelator. Nu există nici un motiv să nu acceptăm că distrugerea ţărmurilor, acumularea sedimentelor în conuri de dejecţie şi pe plaje, depunerea sărurilor în lagune, construcţiile recifale, acumularea mîlurilor oceanice, naşterea urmelor de valuri sau a excavaţiilor de curent, perforaţiile în roci, formarea solurilor etc. reprezintă fenomene sau cauze geologice care s-au petrecut în mod identic şi în trecutul Pămîntului. Caracterele produselor actuale — granulometria, morfometria, structurile lor specifice, se vor constitui în criterii de identificare a condiţiilor de sedimentare în trecutul îndepărtat.

Dificultăţile care intervin dar şi satisfacţiile pe care le obţine geologul derivă din complexitatea coloanelor litologice, din faptul că o succesiune groasă de formaţiuni sedimentare cuprinsă între limite de timp de milioane şi sute de milioane de ani (vezi, de exemplu, secţiunea tăiată de fluviul Colorado) poate fi rezultatul unor evenimente geologice ciclice şi disciclice care s-au petrecut în medii foarte diferite, cu viteze diferite. Hiatusurile „de continuitate în bazin" pot alterna cu hiatusuri de „exondare", iar produsele pot prezenta adesea diferenţe minime din punct de vedere calitativ. Efectele fenomenelor convergente — cînd prin factori şi procese diferite se nasc produse asemănătoare — pot fi şi ele prezente. Acesta este, de fapt, scopul investigaţiilor noastre : de a reface din informaţii „frînte" şi disperse un tablou genetic, logic şi clar, care să se poată suprapune pînă la identitate cu modelele actuale şi să devină pentru activitatea de cercetare o premisă viabilă a spaţiilor şi momentelor de concentrare a substanţelor minerale utile sau a combustibililor minerali solizi sau lichizi.

...„În roșul pietrelor și-n animalele ascunse
apa și dimineața care rod muntele
cară la vale albastrul ca pe o pasăre dincolo de timp..."

HOMERO ARIDJIS

1. PROCESE SEDIMENTARE DEPOZIȚIONALE

Prin prisma factorilor care acționează în domeniul exogen și a „cauzelor" pe care conjugarea lor le generează, procesele petrogenetice sedimentare au o natură mecanică, chimică și biotică.

1.1. PROCESE FIZICO-MECANICE

Acțiunea factorilor de natură fizică — variațiile termice, de exemplu — și dinamica apelor, a maselor de gheață, definesc cadrul în care apar „clastele" și controlează drumul lor spre bazinele de sedimentare. Istoria depozitelor epiclastice, în general, și a rocilor detritice — conglomerate, gresii... — în special — este circumscrisă acestui cadru și nu poate fi înțeleasă fără o imagine clară asupra mecanismelor care provoacă dezagregarea „ariilor sursă" și apoi dinamica fragmentelor generate. Acționînd cu predilecție asupra regiunilor exondate, continentale, eroziunea fluvială, abraziunea, deflația și mișcarea maselor de gheață generează un material foarte divers din punct de vedere granulometric, morfometric și petrografic și care „deplasat" și apoi „acumulat" va fi singurul în măsură să ofere criterii pentru reconstituirea agenților de transport și a paleomediului de sedimentare.

De aceea, cunoașterea unor principii hidrodinamice (aero- și nivalodinamice) desprinse din examinarea atentă a fenomenelor actuale și din investigații experimentale se impune ca o necesitate.

1.1.1. Procese în aria sursă. Fragmentarea rocilor și nașterea clastelor

Procesul de dezagregare sau fragmentare a edificiilor petrografice preexistente are un caracter complex, fiind determinat atît de mișcarea maselor de apă, aer sau gheață cu care acestea vin în contact, cît și de variațiile repetate ale unor factori de ordin climatic (temperatură, umiditate). Prin acordarea unui rol preponderent acestor ultime cauze unii geologi și geomorfologi fran-

cezi privesc formarea „clastelor" ca rezultat aproape exclusiv al *meteorizării*, adică al proceselor controlate de dinamica factorilor meteorologici : variațiile diurne și sezoniere ale temperaturii, umiditatea aerului, înghețul etc.

Fragmentarea rocilor, deci formarea clastelor, este efectul final al pierderii coeziunii agregatului mineral supus acțiunii factorilor menționați. Viteza și intensitatea dezagregării depind în acest caz atît de natura petrografică a rocilor preexistente, cît și de poziția lor în raport cu factorii de climă și relief. Este de la sine înțeles că în zonele montane bine deschise, în care rocile sînt lipsite de cuvertură vegetală și formează pereți verticali (în contact direct cu atmosfera), dezagregarea va fi mai activă.

Rocile magmatice (în special cele efuzive) și metamorfice sînt mai rezistente la dezagregare decît cele sedimentare, deoarece coeziunea inițială a constituenților minerali este mult mai mare. De asemenea rocile cu structuri afanitice (aplite, riolite, bazalte, filite) se vor fragmenta mai greu decît cele cu structuri faneritice sau pegmatitice (granite, diorite, gnaise), iar cele cu texturi neorientate și proprietăți izotrope, masive, se vor fragmenta mai încet decît cele cu texturi orientate, „anizotrope".

Fragmentarea este progresivă. Masivele de roci preexistente, fie ele batolite, mase cristalofiliene sau asociații sedimentare stratificate, ajunse în ariile continentale în contact cu atmosfera, datorită depresurizării, se fisurează adesea paralel cu suprafața morfologică a reliefului, capătă o pseudostratificație marginală și, astfel, nenumărate noi plane de discontinuitate mecanică, ce se vor intersecta cu diaclaze mai vechi, cu plane de foliație sau de stratificație ceea ce facilitează desprinderea din substrat a unor blocuri prismatice cu diametre centimetrice și decimetrice sau a unor „plăci" de rocă. Geometria lor reflectă direcțiile tuturor acestor suprafețe de minimă rezistență (cazul aglomerărilor de „plăci" de calcarenite din Dealul Pietros-Agighiol). Rocile cu proprietăți izotrope se pot fragmenta prin descuamarea (sau exfolierea) succesivă a unor învelișuri cu suprafețe curbe ce lasă în mijlocul lor corpuri sferoidale ; este cazul degradării unor corpuri de granite din Dobrogea de Nord (în special masivul Pricopan) din Carpații Meridionali (Retezat, Parîng) și al tufurilor din Munții Drocea (Vorța) (fig. 1.1)

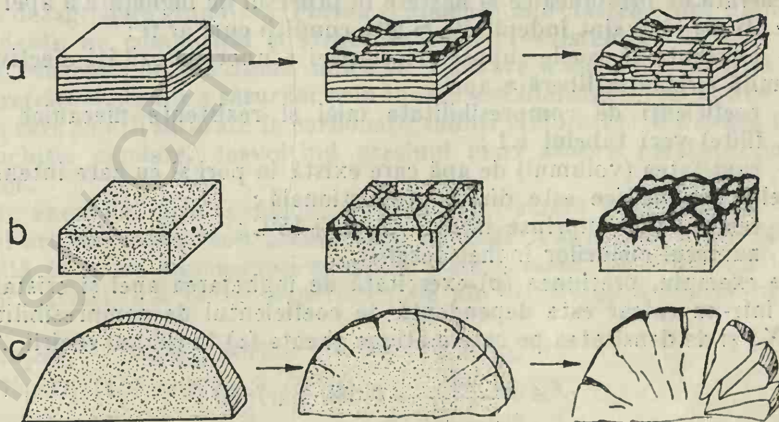


Fig. 1.1. Exfolieri *(a)*, fisuri de contracție *(b)* și rupturi radiale *(c)* în corpuri elipsoidale : de la stînga la dreapta este redat sensul evoluției proceselor de termoclastie.

Forma cea mai înaintată de fragmentare este dezagregarea granulară, prin care sînt generate *granoclaste* — particule monominerale ce corespund cristalelor inițiale din constituția rocilor, și *litoclaste* — particule polimincrale păstrînd compoziția, structura și textura rocii inițiale. Dimensiunile lor sînt centimetrice și subcentimetrice, iar detritusul rezultat prin „meteorizarea" unui granit constituie un *gruss*.

Alături de geometria produselor de dezagregare, mecanismele de formare a clastelor sînt atribuite la patru procese fundamentale : termoclastie, crioclastie, haloclastie și umectare-uscare.

● Procesele de *termoclastie* sînt controlate de insolație, adică expunerea rocilor la radiațiile solare și de variațiile termice, diurne și sezoniere, la care sînt supuse suprafețele rocilor. Fragmentarea prin insolație și repetarea ciclurilor de încălzire-răcire se realizează frecvent în rocile alcătuite din minerale cu coeficienți de dilatare termică diferiți (granite cu hornblendă, arcoze, gnaise cu biotit etc.) și este foarte activă în regiunile deșertice și temperate în care extremele termice acoperă un interval de 60—70°C și, respectiv, de 40—50°C.

Efectele variațiilor termice diurne sînt de patru categorii :

a) individualizarea de „solzi" milimetrici, prin exfoliere în special la suprafața rocilor cu texturi planare (filite, argile, micașisturi) ;

b) apariția fisurilor de contracție, cu geometrie poligonală și dispoziție perpendiculară pe suprafața expusă la soare în rocile omogene și, de regulă, izotrope din punct de vedere mecanic (gresii, tufuri, aplite, argile) ;

c) dezvoltarea de rupturi (fisuri) radiale în corpurile sferice sau cu suprafețe curbe, elipsoidale și nașterea unor fragmente cu aspect de prisme triunghiulare (în pillow-lave, cum se poate vedea în curgerile bazaltice din platoul Niculițel sau din Munții Drocea) ;

d) dezagregarea granulară a rocilor omogene — izotrope termic — cu formare de „claste" păstrînd conturul cristalelor primare. Toate aceste procese sînt mai active cînd rocile preexistente nu sînt umectate ; în prezența apei ele sînt foarte lente.

● Procesele de *crioclastie* conduc la formarea clastelor prin acțiunea repetată a gelivației (alternarea perioadelor de îngheț-dezgheț) și, de aceea, ele sînt active în regiunile cu temperaturi medii în jur de 0°C (regiunile subpolare și regiunile montane cu înălțimi mai mari de 2 000 m). Forța de distrugere este generată de presiunea ce ia naștere în procesul de înghețare a apei și este eficace atunci cînd sînt îndeplinite și alte condiții cum ar fi :

— existența în rocile supuse crioclastiei a unor porozități efective care să permită circulația liberă a apei ;

— coeficienți de compresibilitate mici și rezistențe mecanice reduse (gresii, filite) vezi tabelul 1.1 ;

— cantitatea (volumul) de apă care există în pori și cu care intensitatea proceselor crioclastice este direct proporțională ;

— temperaturi cuprinse între —5° și +15°C ;

— numărul ciclurilor îngheț-dezgheț.

De exemplu, presiunea (p) exercitată de înghețarea apei și cristalizarea gheții într-un calcar este dependentă de coeficientul de compresibilitate al rocii (X_r) și de densitatea pe care o atinge gheața (ρ) în timpul răcirii. Astfel :

$$p = \frac{1 - \rho}{\rho \cdot X_r + X_g} = 6\,500 \ \text{bar/cm}^2 ;$$

în care X_g este coeficientul de compresibilitate al gheții, iar

$$X_r = 0{,}5 \cdot 10^6$$

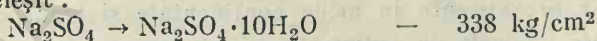
Tabelul 1.1. **Coeficienţii de dilatare volumetrică (*A*) şi compresibilitate (*B*) ai unor minerale din roci**

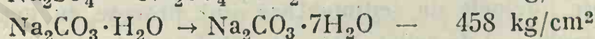
Minerale	$A = 10^{-6}/°C$ la 0—100°C	$B = 10^{-6}$/bari la 0—100°C
cuarţ	34	2,70
oligoclaz	12	1,74
andezin	13	1,59
ortoclaz	14	2,12
augit	18	1,07
Roci	„α"	kg/cm^2
granit	0,75	700—1 500
bazalt	0,54	1 500—2 000
calcar	0,80	300— 800
gresie	1,00	800—1 200

Date experimentale obţinute de Birot (1982) arată că punctul de îngheţ al apei în capilare este o funcţie a dimensiunii porilor: la −1°C...2°C pentru pori cu diametrul de 3 000−2 000 Å şi la −7,5°C pentru pori cu diametrul de 75 Å. Fragmentarea unor probe de calcar supuse crioclastiei poate afecta între 30−100% din volumul lor iniţial la trecerea lor prin 50 cicluri îngheţ (−20°C) — dezgheţ (+20°C). Dar, dincolo de acest exemplu, rocile se comportă foarte diferit, la crioclastie. Gresiile cuarţoase puternic cimentate se fragmentează în proporţie de 1−5% în 500 cicluri, iar cele litice, slab cimentate, pînă la 100% în 500 cicluri; riolitele cu „porozitate" de 11% se fragmentează 2−10% în 300 cicluri, iar granitele proaspete au generat într-un experiment pe o suprafaţă de 6 m^2 — o cantitate de 120 g detritus după 300 cicluri îngheţ (la −25°C timp de 8 ore) — dezgheţ (la +30°C în 6 ore). În raport cu tipul de climat rece de pe Glob se constată că variaţiile termice mai mici şi temperaturile negative mai apropiate de 0° (aşa cum este cazul zonelor „islandeze" (−5°C...+15°C/24 ore) sînt mai favorabile crioclastiei decît variaţiile caracteristice zonelor „siberiene" (−30°C...+20°C/48 ore). Astfel de parametri permit, de fapt, şi succedarea unui număr mai mare de cicluri de gelivaţie, care grăbesc fragmentarea rocilor preexistente prin exfoliere şi dezagregare granulară. Forma şi dimensiunile clastelor sînt întotdeauna dependente de compoziţia şi structura rocii preexistente.

● Procesele de *haloclastie*, adică de generare a clastelor datorită expansiunii reţelei cristaline a sărurilor prin încălzire şi hidratare, sînt active în acele roci în care soluţii saturate în carbonaţi, sulfaţi şi cloruri cristalizează în spaţii semiînchise, capilare, dezvoltînd presiuni mari asupra pereţilor porilor şi fisurilor.

De exemplu, prin încălzire, reţeaua NaCl suferă o expansiune termică de trei ori mai mare decît a cuarţului, iar sulfaţii şi carbonaţii de Na şi Ca dezvoltă în urma expansiunii prin hidratare presiuni de ordinul sutelor de kg/cm^2. Astfel, din datele experimentale ale lui Mortensen şi Birot (1982) a reieşit:


$Na_2SO_4 \rightarrow Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ — 338 kg/cm^2


$Na_2CO_3 \cdot H_2O \rightarrow Na_2CO_3 \cdot 7H_2O$ — 458 kg/cm^2


$CaSO_4 \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$ — 1 094 kg/cm^2,

iar pierderea în greutate a unor probe de granite (cuburi cu latura de 7 cm introduse în soluţii saline saturate) a fost de 14−25 g în prezenţa Na_2SO_4, 6−7 g a $NaCO_3$ şi 2−3 g a $MgSO_4$.

Se poate aprecia că fragmentarea rocilor sub influența acestor procese este mai rapidă cînd soluțiile care le penetrează se apropie de compoziția soluțiilor din sol, cînd cantitatea de sulfați (de Na) este mult mai mare decît cea de cloruri și cînd rocile prezintă spații libere ca forme și dimensiuni diferite. Astfel de condiții există mai ales în zonele aride din vecinătatea mărilor și oceanelor cu salinitate ridicată care alimentează pînze freatice situate în depozite cu capilaritate accentuată.

● *Umectarea și uscarea.* Variațiile termice ale atmosferei, alături de un aport periodic de apă la suprafața unor roci, determină procese de umectare și uscare. Alternanța lor repetată la suprafața rocilor poroase, a argilelor, influențează starea fizică a acestora; în păturile superficiale apar crăpături poligonale și apoi descuamări în solzi. În perioadele și în zonele cu evaporație intensă este stimulată circulația ascendentă a soluțiilor prin pori și formarea de eflorescențe sau cruste de săruri. Experiențele lui Birot (1962) au ilustrat rolul procesului de umectare-uscare; prin introducerea unor eșantioane, în mod alternativ, timp de 12 ore în apă, la temperatura camerei și timp de 12 ore în mediu uscat, la 70°C, el a obținut, după 12 luni, o dezagregare a probelor între 0,5—2% față de volumul inițial.

Pentru a completa imaginea factorilor care contribuie la dezagregarea rocilor în ariile continentale trebuie avut în vedere și rolul organismelor animale și vegetale care trăiesc în relație cu un substrat litic (spongieri, echinizi, anelizi sau licheni, alge, vegetație arboricolă etc.). De exemplu, rădăcinile arborilor instalați deasupra zonelor stîncoase pătrund pe fisuri pînă la adîncimi de 5—15 m și exercită presiuni considerabile (30—50 kg/cm²) asupra pereților fisurilor. Lărgirea fisurilor favorizează circulația apelor și desprinderea blocurilor de rocă.

● *Forța distructivă a apei și aerului în mișcare.* Eroziunea fluviatilă, abraziunea marină și coraziunea constituie, în regiunile bine deschise și cu relief accidentat, principalele procese prin care rocile se dezagregă. Acțiunea mecanică exercitată de scurgerea apelor torențiale și a rîurilor în interiorul ariilor continentale sau acțiunea valurilor asupra țărmurilor înalte au ca rezultat slăbirea coeziunii rocilor și fragmentarea lor pînă la desfacere în particule componente. Declanșarea acestor forțe își găsește suportul în impactul maselor de apă și aer cu suprafața liberă a rocilor. Mai ales în cazul aerului, acțiunea distructivă este sensibilă numai în acele situații în care acesta poate antrena fragmente — nisipoase sau chiar mai grosiere — pe care să le proiecteze în pereții stîncilor; acțiunea acestor agenți continuă prin transportul materialului fragmentat spre locurile de depunere. Rocile sedimentare cu stratificație pronunțată — șisturile argiloase, marnele — cele metamorfice cu șistozitate evidentă — filitele — au față de acțiunea erozivă o rezistență considerabil mai mică decît gresiile și calcarele masive sau micașisturile și gnaisele. În rocile magmatice eroziunea decurge mai lent și este accelerată numai acolo unde aceste complexe de roci sînt afectate de diaclaze.

Dezagregarea rocilor preexistente în ariile continentale și transportul materialului rezultat spre bazinele de sedimentare sînt procese cu acțiune lentă dar constantă, controlate și de relief. Este de notat că prin dezagregare se mărește suprafața specifică a produselor formate dintr-un anumit volum de rocă, ceea ce facilitează, în continuare, desfășurarea proceselor chimice de alterare a rocilor.

1.1.2. Dinamica materialului dezagregat

Din zonele de fragmentare-dezagregare spre locurile de acumulare, clastele urmează un drum ce leagă două areale situate la altitudini diferite, și care tinde, pentru o anume etapă din evoluția lor să restabilească un echilibru gravitațional. În istoria unor sedimente și roci clastice, mișcarea clastelor spre nivele din ce în ce mai joase se poate repeta de mai multe ori.

Pe suprafețe orizontale deplasarea particulelor detritice sub acțiunea apei și aerului în mișcare este mai lentă și generează acumulări mai puțin importante.

Pe suprafețele înclinate, sub acțiunea forței gravitaționale sînt antrenate clastele libere sau volume întregi de detritus necoeziv (așa-numitele „sedimente mobile") spre baza pantei. În acest proces mișcarea clastelor poate fi accelerată de alți factori de mediu — apă, aer, gheață — astfel că, în final, la baza versanților, se formează acumulări cu grosimi considerabil mai mari decît pe suprafețele orizontale.

a. Cauzele mișcării clastelor ; mecanisme de transport

Mecanica acestui proces îmbracă două aspecte : 1) al legilor care controlează deplasarea individuală a fiecărui clast și 2) al legilor care controlează deplasarea colectivă a clastelor. Adesea însă condiția geologică în care evoluează aceste claste este foarte complexă și nu reprezintă — de departe — o situație univocă. De aceea, structurile formațiunilor sedimentare detritice înmagazinează frecvent informații foarte contradictorii.

Cauzele fundamentale ale inițierii mișcării clastelor sînt : 1) eforturile fizice care le afectează pentru a le tracta pe substrat, sălta sau ridica în suspensie, caz în care, în raport cu o condiție constantă a mediului, comportarea particulelor este determinată de proprietățile lor (diametru, formă; densitate etc.). și 2) gravitația, cu efect universal, care pune în mișcare volume (mase) mari de particule, adesea, concomitent cu mișcarea lor „individuală".

Stricarea echilibrului static în care se află o masă de claste în punctul de inițiere a mișcării este declanșată întotdeauna de forțele de forfecare, care le modifică coeziunea internă, rupe contactele fragile dintre ele (pentru multe claste doar puncte de repaus) și într-un cîmp gravitațional activ — al unui versant — le pune simultan în mișcare.

Dinamica clastelor pe o pantă, exprimată prin durata și rata deplasării, este controlată strict de relația care se stabilește între componenta tangențială a gravității pe de o parte și cea normală pe de altă parte.

Forfecarea gravitațională acționînd în josul unei pante poate deplasa particulele sedimentare (chiar dacă în acest proces nu sînt implicate fluide) ; clastele se vor mișca ușor și-și vor schimba poziția unele în raport cu altele dacă stressul de forfecare g_t este mai mare decît forța de frecare g_n și acționează paralel și spre baza pantei care face cu orizontala un unghi α (fig. 1.2). Rezistența la forfecare a particulelor este definită de relația

$$\frac{g \cdot \vec{N}}{g \cdot \vec{T}} = \text{tg } \beta,$$

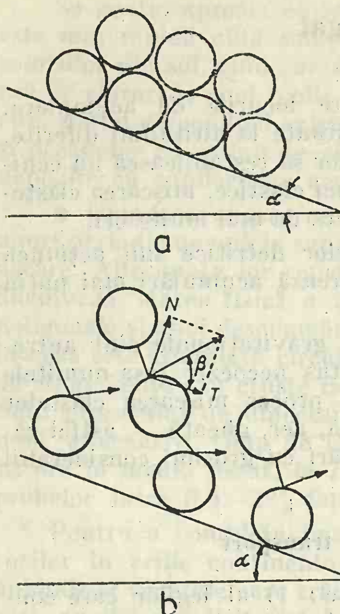


Fig. 1.2. Acţiunea forfecării gravitaţionale asupra clastelor localizate pe o pantă [30] *a* — cînd $g_n > g_t$; *b* — cînd $g_t > g_n$

unde $\vec{T}$ este paralela la planul de forfecare ;
$\vec{N}$ — direcţia normală la panta pe care sînt deplasate particulele ;
β — unghiul mediu de ciocnire dintre particulele, considerat şi un analog dinamic al coeficientului de fricţiune.

Un grup de particule este ţinut în repaus cînd $g_n > g_t$.

Intrarea în mişcare a unei mase de particule atrage după sine o creştere a volumului iniţial — o expansiune dinamică — datorită, în primul rînd măririi spaţiului intergranular. „Dilataţia" dinamică, denumită şi „efectul Bagnold", constituie, în final o funcţie a intensităţii forfecării. Momentul de declanşare a forfecării şi comportarea particulelor în mişcare pot fi apreciate dacă considerăm că particulele au formă de sferă şi dacă analizăm relaţiile lor geometrice pe baza parametrului λ. In formă liniară „concentraţia λ" este :

$$\lambda = \frac{\text{diametrul sferei}}{\text{distanţa medie de separare a particulelor}}$$

sau $$\lambda = \frac{1}{(C_x/C)^{1/3} - 1}$$

în care : C_x este concentraţia maximă pentru un volum cînd toate sferele sînt în contact şi cînd distanţa medie de separare a particulelor = 0 ;
C — concentraţia volumului de particule considerat.

Cînd sferele sînt în contact λ este infinit, iar forfecarea unui volum de particule apare posibilă cînd λ este mai mare de 22. La valori λ = 14—22, un amestec granule-apă se comportă ca o pastă granulară, iar la valori λ < 14, ca un fluid Newtonian.

Stressul de forfecare a particulelor, exprimat prin *T*, poate fi definit în două intervale, ca o funcţie a ratei de forfecare. În intervalul inerţial *T* este o funcţie a pătratului ratei de forfecare (Friedman, 1978) :

$$T_{inerţial} = 0{,}013\sigma(\lambda D)^2 \left(\frac{dU}{dY}\right)^2,$$

unde σ este densitatea particulelor ; *D* — diametrul particulelor ; *Y* — direcţia normală la planul de forfecare ; d*U*/d*Y* — viteza de forfecare, schimbarea vitezei *U* cu distanţa *Y* de la ...

În intervalul vîscos, *T* este o funcţie la puterea întîi a ratei de forfecare :

$$T_{viscos} = 2{,}2\lambda^{3/2} \cdot \eta \left(\frac{dU}{dY}\right),$$

unde η este viscozitatea fluidului (poise).

În foarte multe situații naturale aglomerările de claste au spațiul intergranular ocupat de fluide. Intervenția unui stress de forfecare determinînd stricarea echilibrului dintre claste și apă atrage după sine procesul de lichefiere și curgere pe pantă a întregii mase afectate (solid + fluid) care, în aceste condiții, poate căpăta o viteză de deplasare mai mare și o redistribuire (amestecare) mai pregnantă a clastelor.

Un caz special al lichefierii sedimentelor îl reprezintă fluidizarea maselor de claste generate de mișcarea ascendentă a fluidelor printre particulele în mișcare. Ambele procese pot fi declanșate datorită gravitației pe suprafețe plane cu înclinări mici de 2—4°.

În domeniul sedimentar, deplasarea particulelor este o condiție a acumulării clastelor și se realizează cu particularități specifice fiecărui mediu de transport (apă, aer sau gheață).

b. Dinamica clastelor în mediul subacvatic

Deplasarea clastelor în mediul acvatic este un proces complex, care cuprinde, simultan, mișcarea fluidului și mișcarea clastelor. Înțelegerea mecanismelor de deplasare individuală a particulelor prin intermediul fluidelor și deplasarea în masă a acestora impune cunoașterea unor principii și legi hidrodinamice care acționează constant în mediile naturale.

Principii hidrodinamice ; proprietățile fluidelor

Mediul natural acvatic are proprietățile unui fluid caracterizat printr-o mare mobilitate. Componenta lichidă este greu compresibilă și cu densitate constantă la o temperatură dată, iar cea gazoasă este ușor compresibilă și, de aceea, fără densitate constantă. Mișcarea fluidelor în mediul natural este determinată direct de forțele care acționează asupra lor, în special de forța gravitațională. Viteza de deplasare este însă în funcție și de densitatea și viscozitatea lor, precum și de forțele de frecare cu substratul.

Deoarece particulele înglobate în fluid se deplasează o dată cu el, se poate considera că aceiași parametri controlează și comportarea lor.

Viteza de deplasare a unui curent de apă este determinată de corelația care se stabilește între forța gravitațională (paralelă cu linia pantei) și forțele de rezistență care se nasc prin frecarea apei cu alt curent, cu pereții canalului de scurgere sau cu patul suprafeței peste care el se deplasează. Cu cît forța de rezistență născută la contactul curentului cu substratul său este mai mică decît forța gravitațională, cu atît viteza curentului este mai mare. În funcție de viteza de deplasare a curentului și caracterul mișcării apelor curgerea poate fi laminară sau turbulentă (fig. 1.3).

Curgerea laminară se caracterizează prin mișcarea liniară, pe trasee paralele, a particulelor de lichid în interiorul curentului și este specifică volumelor de apă care se deplasează cu viteze foarte mici (mm/s) pe un substrat neted ; în prezența unui obstacol, mișcarea liniară a particulelor de apă se face după o curbă care-l înconjură. În natură curgerea laminară este rară și caracterizează zone foarte înguste, în locurile de deplasare a unor curenți în strate subțiri ; se poate întîlni la curgerea apelor subterane ce se deplasează cu viteze mici peste un substrat argilos sau în patul albiilor, la vărsarea fluviilor în mare. Prin depășirea vitezei critice și la creșterea debitului curentului, curgerea laminară trece în curgere turbulentă.

În *curgerea turbulentă*, vectorul vitezei are o direcție variabilă în fiecare punct al curentului, dar tinde sub unghiuri diferite spre direcția sa principală ; temporar și local, mase de apă mai mari sau mai mici se mișcă independent de

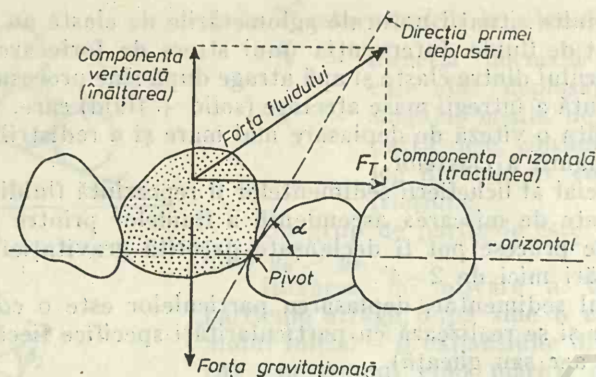


Fig. 1.3. Forțele care acționează în timpul curgerii turbulente asupra unui granul încadrat pe substrat de alte granule [3].

direcția generală a curentului. Aceste modificări de direcție și viteză dau naștere la vîrtejuri. Ele apar frecvent în jurul obstacolelor sau deasupra substratelor neregulate.

Dacă în curgerea laminară forțele tangențiale sînt identice și reflectă integral vîscozitatea dinamică conform relației lui Newton, în curgerea turbulentă această relație este modificată de existența vîrtejurilor. Ea devine

$$\tau = (\mu + \eta)\frac{dv}{dy},$$

în care: η este coeficientul de viscozitate a vîrtejului; μ — viscozitatea dinamică a fluidului; dv/dy — rata deformării.

Modificările de viteză care marchează trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă pot fi ușor apreciate prin coeficienți lipsiți de dimensiuni, cum ar fi *numărul lui Reynolds* (Re) și *numărul lui Froude* (Fr). Numărul lui Reynolds se calculează cu relația

$$\mathrm{Re} = \frac{v \cdot L\rho'}{\mu} \quad \text{sau} \quad \mathrm{Re} = v \cdot \frac{p}{\mu}$$

în care: v este viteza curentului; L — înălțimea curentului; ρ — densitatea apei; μ — vîscozitatea dinamică; p — presiunea la baza coloanei de apă.

În cazul existenței unor particule sferice în calea curentului curgerea laminară se realizează cînd $\mathrm{Re} < 0{,}1$, regimul de tranziție spre curgerea turbulentă cînd $\mathrm{Re} > 1$ (dar, de obicei, între 40—120) iar curgerea turbulentă propriu-zisă cînd $\mathrm{Re} > 300$.

Numărul lui Froude (Fr) este sugestiv pentru caracterizarea condițiilor hidrodinamice ale curentului și se poate calcula cu formula

$$\mathrm{Fr} = \frac{V}{\sqrt{g \cdot L}},$$

în care: V este viteza curentului; g — accelerația gravitației; L — adîncimea curentului;

$\mathrm{Fr} < 1$ caracterizează curgerea lentă care nu antrenează sedimentele din patul curentului;

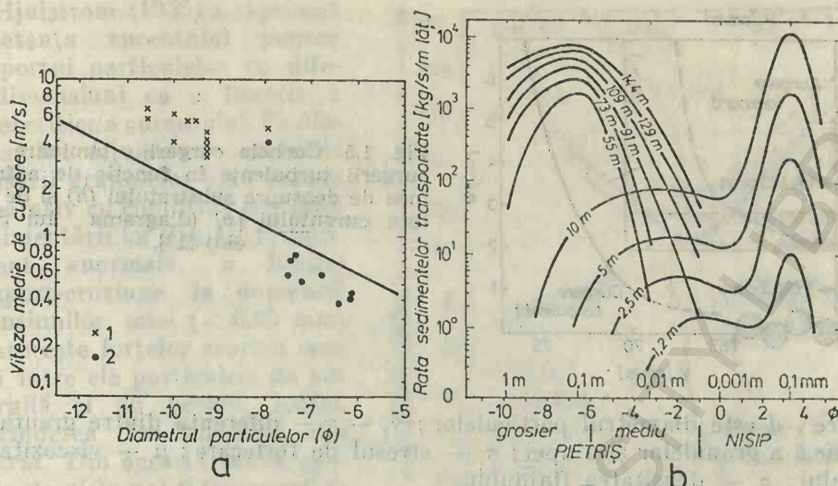


Fig. 1.4. Relaţiile care se stabilesc între diametrul clastelor şi viteza curentului *(a)*, rata sedimentelor transportate şi adîncimea lui *(b)* [30] : *1* — din aluviuni cu valuri de nisip ; *2* — din aluviuni de apă puţin adîncă.

Fr > 1 caracterizează curgerea rapidă care antrenează sedimentele din patul curentului (v. fig. 1.4) ; el poate fi atins fie prin creşterea vitezei şi menţinerea constantă a adîncimii, fie prin reducerea adîncimii şi menţinerea constantă a vitezei.

În natură, condiţiile curgerii rapide pot fi realizate numai în ape puţin adînci. În tabelul 1.2 sînt date adîncimile apei şi viteza curentului pentru care se obţine Fr = 1. Ele sugerează că numai întîmplător se realizează o curgere rapidă în ape a căror adîncime variază de la cîţiva mm la cîţiva m. În mediul marin, vitezele de 1 m/s sînt rare (de obicei ajung la 2 m/s), iar în mediul fluviatil viteza de 9 m/s se realizează în condiţii excepţionale.

Tabelul 1.2. **Relaţia dintre adîncimea apei, viteza curentului şi numărul lui Froude (din Reineck şi Singh, 1973)**

Adîncimea apei	Viteza curentului, m/s	Nr. lui Froude
1 cm	0,31	1
10 cm	0,99	1
1 m	3,12	1
10 m	9,90	1
100 m	31,32	1

Mişcarea clastelor. Desprinderea particulelor din substratul curentului şi modul de deplasare a lor în cadrul unui curent sînt condiţionate de dimensiunea lor şi de viteza de deplasare a apei. Noţiunile de competenţă şi capacitate definesc relaţiile dintre aceşti parametri şi precizează raporturile dintre sedimente şi caracterul curgerii — laminare sau turbulente.

Competenţa unui curent reprezintă o măsură a celei mai mari dimensiuni a particulei pe care acesta o poate mişca şi se exprimă prin relaţia :

$$f[d\gamma_s - \gamma), \tau, \mu, \rho] = 0,$$

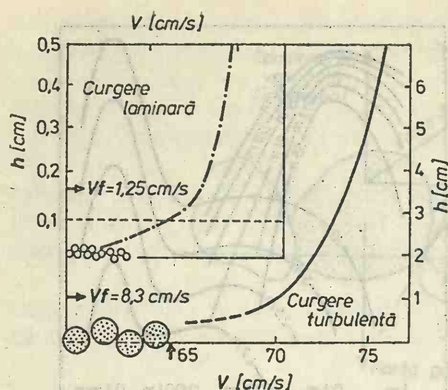


Fig. 1.5. Curbele curgerii laminare și curgerii turbulente în funcție de adîncimea de deasupra substratului *(h)* și de viteza curentului *(v)* (diagrama lui Shield) [13].

în care: *d* este diametrul particulelor ; $\gamma_s - \gamma$ — diferența dintre greutatea specifică a granulelor și a apei ; σ — stresul de forfecare ; μ — viscozitatea fluidului ; ρ — densitatea fluidului.

Din acest punct de vedere competența concretizează începutul mișcării unor particule și a fost exprimată grafic pentru curgerea laminară și cea turbulentă de către Shield. Figura 1.5 redă condițiile necesare pentru începerea mișcării sedimentelor în cazul curgerii laminare pe substrat neted (plan) format din granule cu $\varnothing = 0,16$ mm și în cazul curgerii turbulente pe un substrat rugos format din granule cu $\varnothing = 7,2$ mm. Astfel, valoarea vitezei de forfecare (V_f) necesară pentru punerea în mișcare a granulelor în condițiile curgerii laminare este egală cu 1,25 cm/s, iar a curgerii turbulente cu 8,3 cm/s, ceea ce echivalează cu un stress de forfecare $\tau = 70$ dyne/cm^2.

Caracterul subcritic și supercritic al curgerii laminare și turbulente poate fi apreciat, după Allen (1984) și în funcție de adîncimea și viteza curentului (fig. 1.6).

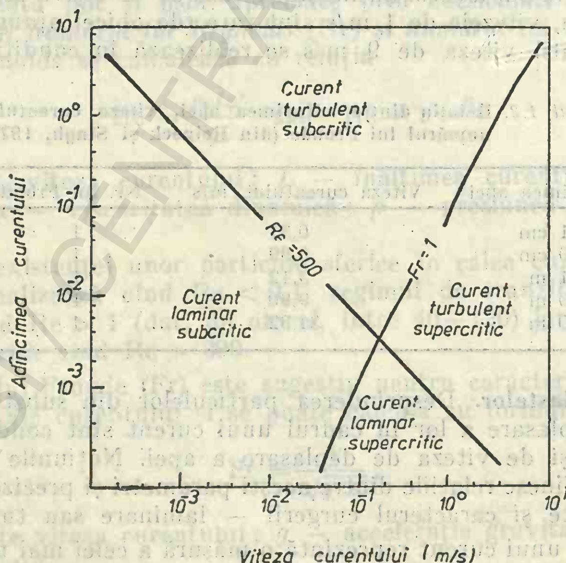


Fig. 1.6. Diagrama lui Allen pentru precizarea domeniilor subcritic și supercritic ale unui curent laminar și turbulent [3].

Hjulstrom (1935) a exprimat competenţa curentului pentru transportul particulelor cu diferite dimensiuni ca o funcţie a vitezei critice a curentului. Pe diagrama lui Hjulstrom condiţiile deplasării granulelor sînt redate comparativ cu condiţiile eroziunii şi sedimentării lor (fig. 1.7.) Alura, aparent anormală, a limitei transport-eroziune în domeniul dimensiunilor mici (< 0,05 mm) se datoreşte forţelor coezive care leagă între ele particulele de silt şi argilă şi nu permit, astfel, desprinderea lor imediată din substrat. Din această cauză, granulele de nisip pot fi transportate la viteze mai mici ale curentului decît cele pelitice. Viteza curentului pentru mişcarea unor particule de diferite dimensiuni este redată în tabelul 1.3.

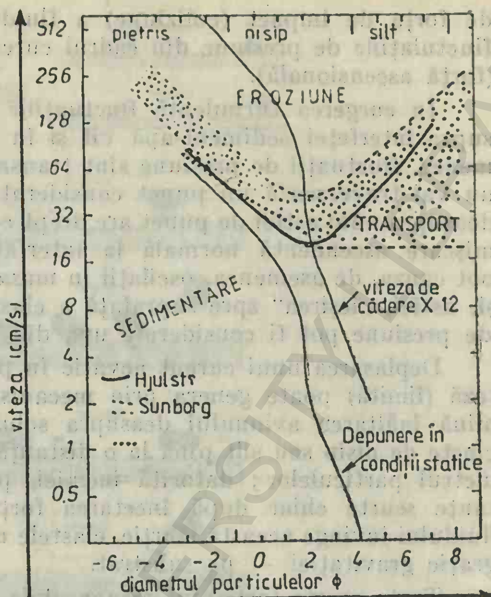


Fig. 1.7. Condiţiile de eroziune, transport şi sedimentare ale clastelor, exprimate în funcţie de viteza curentului şi diametrul particulelor [30].

Capacitatea unui curent defineşte rata deplasării sedimentelor de fund, fiind o funcţie complexă în al cărui calcul trebuie luate în consideraţie dimensiunile granulelor, volumul, puterea curentului, forma substratului, precum şi alte condiţii hidrodinamice. Acest lucru a făcut dificilă pînă acum, punerea sa în ecuaţie.

Transferul de energie a fluidului asupra particulelor îmbracă diverse forme şi are drept consecinţă punerea în mişcare a acestora. La trecerea unui curent peste un sediment clastic necoeziv echilibrul mecanic este stricat

Tabelul 1.3. **Viteza curentului şi dimensiunea maximă a granulelor transportate în diferite medii naturale (după Kukal, 1971)**

Mediul	Viteza curentului, cm/s	Diametrul maxim al granulelor transportate, mm
Fluvial		
cursul superior	1 000	1 000
cursul mediu	300	250
cursul inferior	200	150
Tidal	150—160	120
Curenţi oceanici	330	5
Curenţi marini	20	3
Curenţi litorali	100	100
Curenţi lacuştri	10	0,8
Curenţi de adîncime		
în oceane	25	3,5
în mări	10	0,8
pe şelf	20	3

de forța de impact (coliziune) a fluidului exercitată asupra clastelor, de fluctulațiile de presiune din cadrul curentului și de fenomenul de „lift force" (forță ascensională).

În curgerea turbulentă fluctuațiile de presiune se manifestă atît deasupra interfeței sediment-apă cît și în masa fluidelor interstițiale; de asemenea, fluctuații de presiune sînt transmise spre apele de fund atunci cînd un val traversează un punct considerat. Adesea, descreșterea de presiunea deasupra unui astfel de punct are drept consecință activarea clastelor printr-o mișcare ascendentă normală la interfața sediment-apă. Aceste fluctuații pot cauza, de asemenea, oscilații în masa sedimentelor necoezive slab sortate și, astfel, „ieșirea" spre suprafață a clastelor grosiere. De aceea, fluctuațiile de presiune pot fi considerate una din cauzele granoclasării inverse.

Deplasarea unui curent acvatic în patul „albiei" sale cu o anumită viteză (limită) poate genera prin mecanismul de *lift force* (forța care determină înălțarea avionului deasupra solului) antrenarea ascendentă a unor claste de nisip sau silt pînă la o distanță de cîteva ori mai mare decît diametrul particulelor; datorită inerției, particulele pot fi deplasate pe distanțe scurte chiar după încetarea forței ascensionale. Cînd viscozitatea fluidului învinge această inerție, clastele nu-și pot continua drumul și revin — grație gravitației — pe substrat.

Toate aceste forțe sînt responsabile pentru activarea clastelor în cadrul unui curent și explică mecanismele intime de deplasare individuală și în masă a particulelor detritice.

Mecanisme de transport

În mediul acvatic, clastele sînt transportate individual, particulă-cu-particulă și în masă, prin procese gravitaționale.

Transportul particulă-cu-particulă. Acest mecanism, identificat cu deplasarea individuală a particulelor, este activat de forța fluidului asupra particulelor considerate izolate.

În masa unui curent de apă, particulele de sedimente sînt antrenate în mișcare de deplasarea fluidului. Particulele aflate în contact parțial cu substratul formează o sarcină de fund, care este deplasată prin tracțiune și saltație, iar cele independente de substrat, reținute în apă datorită turbulenței curentului, formează o sarcină în suspensie.

Deplasarea particulelor pe substrat se poate efectua de către curent prin tracțiune (tîrîre și rostogolire) și saltație grație forțelor de impact exercitate de fluid și inerției particulelor în mișcare (fig. 1.8).

Tracțiunea particulelor de către fluide urmează adesea trasee paralele cu substratul și, deci, cu direcția stressului de forfecare. Inițierea mișcării particulelor este controlată de viteza medie critică a curentului, pentru o anumită adîncime a sa, și apare ca o funcție a diametrului lor. Tîrîrea pe un pat lutitic coeziv a unor claste ruditice generează pe suprafața acestuia *șanțuri de dragaj,* uneori cu un rid frontal (prin împingerea, în fața clastului, a materialului lutitic antrenat în mișcare). Prin tracțiune pe fund clastele arenitice și siltice din sedimentele necoezive se grupează în partea frontală a unui strat sub formă de *lamine oblice* (fig. 1.9). Prin deplasare prelungită clastele tractate construiesc seturi de lamine grupate în structuri complexe, cunoscute sub denumirea *corpuri oblic laminare.*

Fig. 1.8. Modul de deplasare a clastelor prin transportul patriculă-cu-particulă și efectele sale asupra substratului [5].

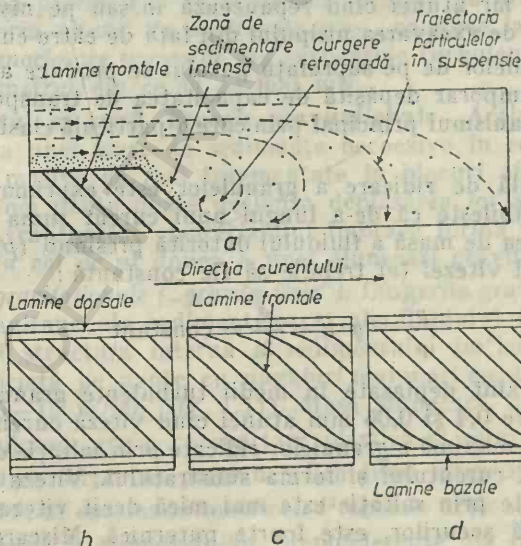


Fig. 1.9. Formarea laminelor oblice prin tracțiunea clastelor pe fundul unui curent *(a)*; poziția laminelor frontale se modifică pe măsura creșterii vitezei curentului și tinde să devină tangențială *(b, c, d)* la setul de lamine bazale [5].

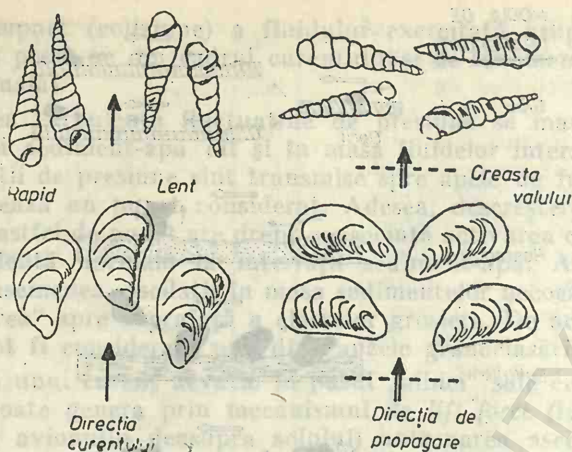


Fig. 1.10. Orientarea bioclastelor în raport cu direcția curentului și direcția de propagare a crestei valurilor [3].

Bioclastele, în raport cu forma lor, se orientează și ele în acord cu direcția curentului sau direcția de propagare a crestei valurilor (fig. 1.10).

Rostogolirea reprezintă cel mai obișnuit mod de transport al clastelor în mediul fluviatil și depinde de forma particulelor și natura fundului. Granulele sferice se rostogolesc cel mai ușor pe suprafețe netede și, la aceeași viteză a curentului, mai repede granulele mici decît cele mari. Clastele ruditice, prin rostogolire, se orientează cu axa lungă transversal față de direcția curentului, iar atunci cînd repauzează în/sau pe nisip fin, mișcarea lor este precedată de excavarea nisipului din față de către curenți turbionari.

Saltația granulelor de pe suprafața patului se produce atunci cînd forța gravitației este temporar depășită de capacitatea de transport a curenților. Ea reprezintă mecanismul principal prin care o particulă clastică este ridicată în suspensie.

Forța verticală de ridicare a granulelor este exprimată prin ecuația Bernouli, care stabilește că de-a lungul unui curent suma energiilor componente pe unitatea de masă a fluidului datorită presiunii (p/ρ), accelerației gravitației ($g \cdot h$) și vitezei (v) trebuie să fie constantă :

$$\frac{p}{\rho} + g \cdot h + \frac{v^2}{2} = \text{constant}$$

Prin saltație sînt deplasate în medii turbulente granule cu diametru mediu cuprins între 0,4 și 0,06 mm atunci cînd viteza curentului este crescută. Dimensiunea maximă a granulelor ridicate prin saltație depinde de adîncimea apei, viteza curentului și forma substratului. Viteza particulelor sedimentare deplasate prin saltație este mai mică decît viteza curentului, iar uzura lor, datorită șocurilor, este foarte puternică. Mișcarea prin saltație este caracteristică sedimentelor fluviale și parțial celor din zonele de plajă și are ca efect, pe suprafața unui substrat lutitic coeziv, formarea de : *caneluri* discontinui ; *excavații* de impact, circulare sau elipsoidale din ce în ce mai puțin adînci spre aval (spre sensul în care scade viteza curentului ; *urme de înfigere* a obiectelor saltate.

Deplasarea în suspensie. Trecerea în suspensie a particulelor detritice se realizează atunci cînd componenta verticală a mişcării întrece viteza de depunere a particulelor şi conduce la apariţia sarcinii (debitului) în suspensie. Factorul principal în acest proces îl constituie forţa ascensională provocată de curenţii turbionari ascendenţi care se formează la fund şi care, la ridicare, transportă cu ei granulele desprinse. Particulele ridicate de curenţii turbionari ascendenţi sînt antrenate de curentul rîului şi transportate spre aval. Cantitatea de suspensii care defineşte gradul de turbulenţă a curentului depinde de densitatea, volumul şi forma particulelor, densitatea şi vîscozitatea lichidului şi neregularităţile fundului. Dimensiunea maximă a granulelor care pot fi ţinute în suspensie depinde de energia de turbulenţă a mediului de transport şi este, de obicei, mai mică de 0,1 mm. Turbulenţa unui curent de apă poate fi menţinută pînă la o densitate a amestecului sediment-apă de ≈ 2 g/cm³. Dincolo de această valoare, suspensia apoasă (turbulentă) se transformă într-o „curgere în masă" (de noroi sau de nisip). Pentru menţinerea în suspensie a unui nisip fin (clasa 0,125–0,250 mm), viteza de înaintare a curentului trebuie să fie de 50 cm/s.

Mişcarea sedimentelor în suspensie este caracteristică atît rîurilor, în cursurile lor inferioare, cît şi curenţilor marini. Repartiţia sedimentelor în suspensie, în secţiunea unui curent (în cea a unui rîu în mod deosebit), nu este uniformă, densitatea lor crescînd de la suprafaţă spre fund şi de la margini spre centru.

Suspensiile turbulente sînt de două feluri: 1) *suspensii gradate* formate prin interacţiunea apei cu substratul necoeziv şi în care debitul solid descreşte cu depărtarea de substrat şi 2) *suspensii uniforme*, cu debit solid constant, care-şi datoresc proprietăţile lipsei de interacţiune dintre curentul de apă şi substrat.

Deplasarea particulelor în suspensie, urmată de depunerea lor diferenţială — conform vitezei de sedimentare —, conduce la structuri construcţionale cu *granoclasare normală*; din suspensiile turbulente se depun succesiv claste cu diametrul din ce în ce mai mic.

Transportul în masă. Procese gravitaţionale. Acţiunea forţei gravitaţionale asupra unei mase de sedimente necoezive în echilibru instabil, sau asupra unor masive de roci fragmentate în blocuri aflate în extremitatea „de sus" a unei pante poate declanşa deplasarea lor spre baza pantei. În primul caz, „transportul" materialului îmbracă forma unei curgeri gravitaţionale, iar în cel de al doilea a unei alunecări gravitaţionale.

Curgeri gravitaţionale („gravity flow"). Curgerile gravitaţionale reprezintă deplasări simultane ale sedimentelor şi ale fluidului interstiţial, care modifică radical structura internă a sedimentului iniţial. Curgerea sedimentului este iniţiată pe pante cu unghiuri mai mari de 4–5° şi se produce cu o viteză de 5–15 m/sec (fig. 1.11). Masa alunecată, saturată adesea şi cu fracţiune argiloasă, are o comportare plastică şi este activată în principiu de trei tipuri de forţe: a) presiunea lichidului interstiţial; b) interacţiunea dintre granule; c) coeziunea matricei. Procesele acţionează, de regulă, selectiv, ca o funcţie a dimensiunilor preponderente ale clastelor din sediment şi pot trece de la unul la altul (a→b→c) pe măsură ce dimensiunile particulelor scad. Declanşarea acestor forţe iniţiază, la rîndul lor, trei tipuri de curgeri gravitaţionale: 1) curgeri fluidizate, 2) curgeri cu presiune dispersantă şi 3) curgeri mîloase.

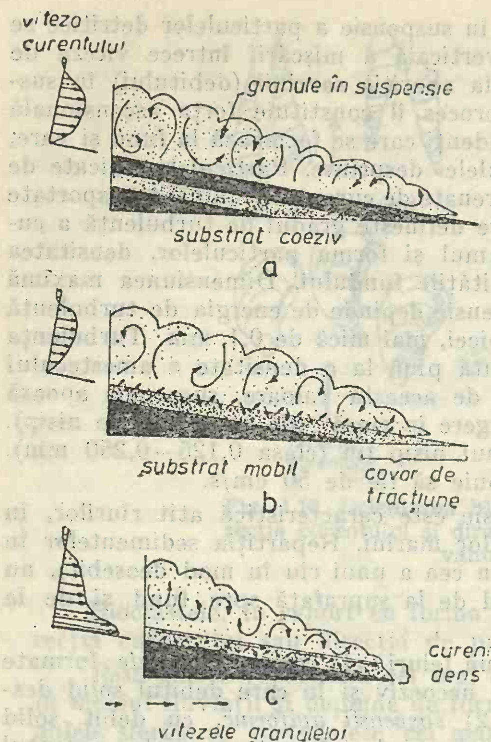


Fig. 1.11. Deplasarea curgerilor gravitaţionale (sau a curenţilor de turbiditate) în raport cu substratul lor: *a* — coeziv; *b* — necoeziv; *c* — covor de tracţiune cu viteză mai mare [30].

Pînă la sesizarea acestor aspecte privind transportul în masă literatura de specialitate a fost dominată de conceptul curenţilor de turbiditate prin care s-a explicat originea sedimentelor clastice acumulate la baza povîrnişurilor continentale (turbidite).

● Curgerile fluidizate reprezintă mase lichefiate de sedimente ruditice şi arenitice care curg pe pante cu înclinare mică (3—10°) sub forma unui lichid vîscos. Amestecul de sedimente şi apă se acumulează foarte aproape de baza pantei şi pierde treptat lichidul interstiţial. El ajunge să se consolideze prin mecanismul de îngheţare a curgerii şi să corespundă, din punct de vedere litologic, cu turbiditele proximale.

● Curgerile cu presiune dispersantă *(grain flow)* caracterizează depozitele de nisipuri care curg pe pante cu înclinare mai mare de 15 — 18°. Presiunea dispersantă rezultă din interacţiunea clastelor de nisip în prezenţa apei. Viteza lor de deplasare poate fi mai mare decît a curgerilor fluidizate, iar produsele generate *(avalanşe de nisip)* depăşesc ca arie de răspîndire zona de ocurenţă a acestora. Echivalentul „turbiditic" al unor astfel de curgeri îl reprezintă *fluxoturbiditele*

● Curgerile mîloase *(mud flow, debris flow)*, sînt dominate de ponderea fracţiunii argiloase (întotdeauna $>10\%$) în amestecul de nisip şi apă şi sînt activate de presiunea exercitată asupra clastelor grosiere de către „matrice" (fracţiunea pelitică). Curgerile argiloase au viteze de deplasare cuprinse între 5 şi 15 m/s şi se materializează în depozite slab sortate de tipul *diamictitelor*, foarte asemănătoare din punctul de vedere al constituţiei granulometrice cu tillitele (argile cu blocuri).

Curgerea de noroi *(lahar)* generată de erupţia vulcanului Nevado del Ruiz (la 13 nov. 1985), Columbia, şi de topirea zăpezii din zona craterului său s-a deplasat pe o lungime de 50 km cu o viteză de 160 km/oră şi a acoperit o suprafaţă de 40 km²; grosimea sa a variat între 3 şi 40 m. Ea exemplifică foarte bine produsul unei cugeri gravitaţionale, în general, şi a unei curgeri mîloase, în special.

● Curenţii de turbiditate au fost menţionaţi pentru prima oară de Daly (1936) în legătură cu formarea văilor submarine. Treptat, ei au fost consideraţi şi cauza conurilor de dejecţie submarine. Sînt curenţi episodici de apă densă, cu suspensii de sedimente, care se deplasează cu viteze mari >100 km/oră) pe pante cu înclinări mai mari de 3—4°. Datorită traiec-

tului lor unidirecțional și încărcăturii de sedimente au o mare putere de eroziune. La originea lor se află aportul mare de mîl continental în anotimpul ploios, valurile înalte și cutremurele care distrug echilibrul labil al sedimentelor din extremitatea șelfului continental, le ridică în suspensie și le expune acțiunii gravitației. Modul lor de manifestare explică amestecul de material cu granulații foarte diferite, existența materialului grosier la distanțe mari de țărm și transportul acestuia în direcții care nu-și găsesc un echivalent în structura generală a depozitelor.

În 1965 Ewing și Thorndike și apoi Stanley (1969) au argumentat rolul sedimentologic pe care îl au curenții de turbiditate cu „densitate scăzută" și viteză mică. Conform conceptului lor, sedimente fine — silturi și mîluri — aduse de rîuri sînt antrenate de hulă spre marginea șelfului, de unde, preluate de curenți, sînt împinse spre povîrnișul continental. Alunecarea lor în acest sector se face prin curgere lentă, gravitațională, cu viteze de 10 cm/s. O asemenea suspensie difuză poate întîlni capătul unui canal (sau canion) pe care, intră și curge unidirecțional sub acțiunea gravitației. Acești curenți nu au putere erozivă dar pot căra cantități mari de material, pe care îl împrăștie la baza pantei sub formă de nivele subțiri, slab stratificate.

Alunecări gravitaționale. Alunecări gravitaționale se numesc deplasările pe pantă ale blocurilor masive coezive sau ale sedimentelor plastice în raport cu o suprafață lubrefiantă. În funcție de natura materialului deplasat și de modificările produse în structura internă a acestuia, alunecările gravitaționale pot fi *nestratificate* (cînd se produc fără deformări interne ale blocurilor deplasate) și *interstratificate* (cînd afectează sedimente plastice, mai puțin componente, și interstratificate în sedimente coezive (fig. 1.12).

Alunecările gravitaționale sînt inițiate în fruntea falezelor marine sau a teraselor submarine din sectoare cu instabilitate tectonică și afectează suprafețe mari pe pantele din fața acestora. Cele mai frecvente produse ale alunecărilor nestratificate sînt *olistostromele* sau formațiunile detritice cu *olistolite* (denumire acordată blocurilor alunecate, cu volume variabile, de ordinul zecilor și sutelor de km^3). O caracteristică a olistostromei o constituie proveniența comună (din aceeași arie sursă) a blocurilor și a matricei pe care le înglobează sedimentele în curs de depunere.

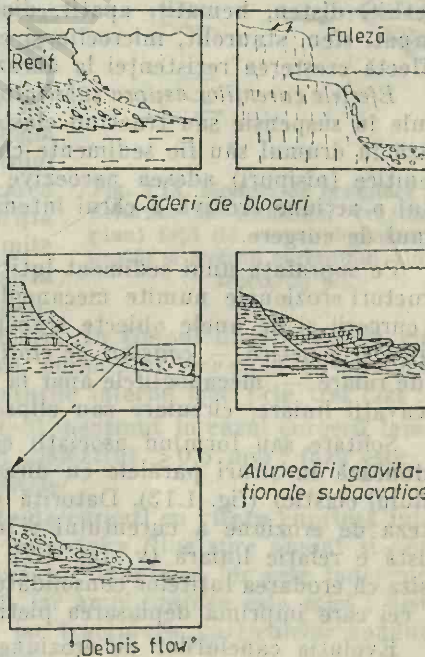


Fig. 1.12. Căderi de blocuri și alunecări gravitaționale nestratificate ; fruntea unei alunecări (sau faciesul ei distal) poate îmbrăca structura unei curgeri mîloase („debris flow") [30].

Efectele deplasării clastelor. Un curent de apă caracterizat prin viteză, putere și sarcină (debit solid), interacționează cu particulele pe care le transportă și, de foarte

multe ori cu substratul sau patul său. Foarte rar, curenţii sînt neutri şi deplasează în întregime sarcina lor sedimentară fără a schimba sediment cu substratul. De cele mai multe ori, însă, efectele curenţilor acvatici produc modificări atît în proprietăţile clastelor transportate cît şi în morfologia substratului, prin apariţia la interfaţa sediment-apă a structurilor erozionale. Cînd forţa de tracţiune şi menţinere în suspensie a clastelor coboară sub limita impusă de efectul gravitaţiei acestea se acumulează şi capătă variate structuri constructionale, exprimînd prin particularităţile lor regimul de curgere al curentului.

Efectele curenţilor asupra clastelor. Principalele modificări pe care le suferă particulele clastice dintr-un sediment în timpul transportului de către curenţi de apă constau în:

— spargerea granulelor în fragmente colţuroase datorită ciocnirilor;

— pulverizarea granulelor mici prinse în ciocnirea granulelor mari;

— abraziunea determinată de frecarea între granule (pietrişuri şi blocuri);

— creşterea gradului de rulare a clastelor;

— scăderea dimensiunilor în josul curentului (micşorarea dimensiunilor se face mai rapid la fragmentele mari decît la cele mici). O masă de sedimente eterogene poate, prin transport, să se separe într-o succesiune de acumulări omogene, formate din pietriş, nisip, silt şi argilă, ceea ce crează o sortare progresivă.

Rezistenţa la abraziune este o funcţie a durităţii mineralelor şi creşte de la sulfaţi şi carbonaţi către silicaţi: seria baritină, sideroză, fluorină, goethit, disten, hematit, apatit, diallag, rutil, hornblendă, zircon, epidot, granat, sfen, staurolit, microclin şi cuarţ a fost astfel ordonată de Thiel şi reflectă creşterea rezistenţei la abraziune.

Efectele curenţilor asupra substratului. Un curent de apă încărcat cu particule în suspensie sau tractînd claste de diametre şi forme diferite traversează în drumul său fie sedimente coezive, de regulă lutitice, fie sedimente arenitice (nisipuri) adesea necoezive (mobile). El exercită asupra substratului o acţiune erozivă a cărui intensitate depinde de competenţa sa şi regimul de curgere.

Pe suprafaţa unui sediment lutitic pe care curge curentul se pot forma structuri erozionale numite mecanoglife, determinate de caracterul turbulent al curgerii şi de unele obiecte transportate. De o mare diversitate morfologică şi genetică — *caneluri de eroziune, şanţuri de dragaj, urme de saltaţie şi de rulare* — mecanoglifele apar la suprafaţa sedimentului sub forma unor excavaţii liniare, circulare sau elipsoidale.

Solitare sau formînd asociaţii caracteristice, canelurile de eroziune se ordonează în şiruri paralele cu direcţia curentului (de transport al materialului clastic) (fig. 1.13). Datorită rugozităţii şi aderenţei clastelor, între viteza de eroziune a curentului şi diametrul particulelor din substrat nu există o relaţie liniară (v. fig. 1.7). Din diagrama lui Hjulstrom se poate sesiza că erodarea lutitelor consolidate necesită curenţi mai puternici, similari cu cei care imprimă deplasarea pietrişurilor.

Evoluţia canelurilor de eroziune *(flute marks)* este controlată de aşa-numitul fenomen de „separare a curgerii" (Allen, 1969) ce se manifestă în aval de o neregularitate a fundului făcînd să apară un vîrtej *(vortex)* ce acţionează pe o direcţie independentă de cea a curentului principal. Cînd depresiunea erodată nu mai permite curgerea retrogradă, vortexul devine instabil şi dispare, iar canelura se pierde în suprafaţa stratului.

În condițiile curgerii cu viteză redusă se formează mecanoglife care, în linii mari, sînt paralele cu direcția curentului (riduri longitudinale) ; curenții mai puternici generează, de regulă, aliniamente transversale pe direcția curentului. Într-o succesiune de depozite clastice în care nivelele lutitice alternează cu nivele arenitice, astfel de structuri se pot conserva prin mulajul formelor erozive depresionare (din lutite) la partea inferioară a stratelor arenitice ; în nisipuri și pietrișuri, astfel de urme nu se conservă.

Obiectele transportate de curent (fragmente de argile, oase de pești, bioclaste, galeți) lasă pe suprafața substratului urme diverse, discontinui sau continui, sugerînd atît forma obiectului, cît și consistența sedimentului subiacent. În lutite coezive se formează șanțuri cu profil în V, care trec treptat, spre sensul de deplasare a obiectului și la ieșirea lui din sediment, la un profil în formă de U. Deplasarea pe substrat a unui material moale generează o asociație de striuri apropiate și perfect paralele.

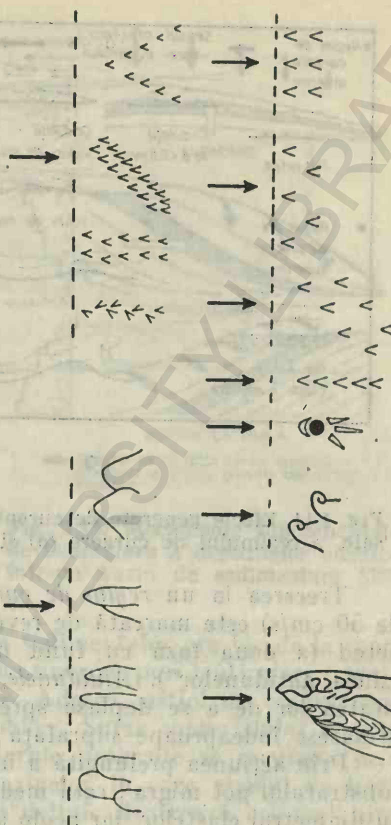


Fig. 1.13. Modele de orientare a canelurilor de eroziune (văzute în plan) față de sensul deplasării (săgeată) și frontul curentului (linie întreruptă) [3].

P a t u l alcătuit din sedimente necoezive, nisipoase, își modifică morfologia în corelația directă cu puterea curentului și regimul curgerii (fig. 1.14). Mișcarea sedimentelor pe fund conduce la apariția unor forme de relief pozitive numite *ondulații de curent* (sin. *ripple marks*) și la modificări în structura internă a sedimentului : se formează laminații oblice. În timpul unui *regim de curgere inferior* (viteza sub 50 cm/s, puterea curentului $\tau \cdot v < 0{,}5$ și numărul lui Froude <1) formele de fund și structurile interne trec prin trei faze :

a) faza cu pat plan (substrat neted) menținut în cazul curgerii laminare pentru sedimente cu particule avînd diametrul $>0{,}6$ mm ; faza este însoțită de o laminație paralelă a depozitelor ;

b) faza microondulațiilor generate de curenți cu viteza cuprinsă între 10 și 20 cm/s ; ondulațiile au flancurile asimetrice (line spre amont și abrupte spre aval) și creste paralele sau sinuoase ; lungimea lor este independentă de diametrul granulelor din sediment, iar amplitudinea este mică ; distanța între creste se menține sub 30 cm, iar tracțiunea particulelor conduce la apariția laminației oblice la scară mică ;

c) faza megaondulațiilor generate de curenți mai rapizi (viteza mai mare de 25 cm/s). Crestele își pierd continuitatea și paralelismul, urma lor în plan devine linguoidă sau semilunară, iar distanța dintre creste depășește 60 cm și crește cu adîncimea apei ; laminațiile oblice apar la scară mare.

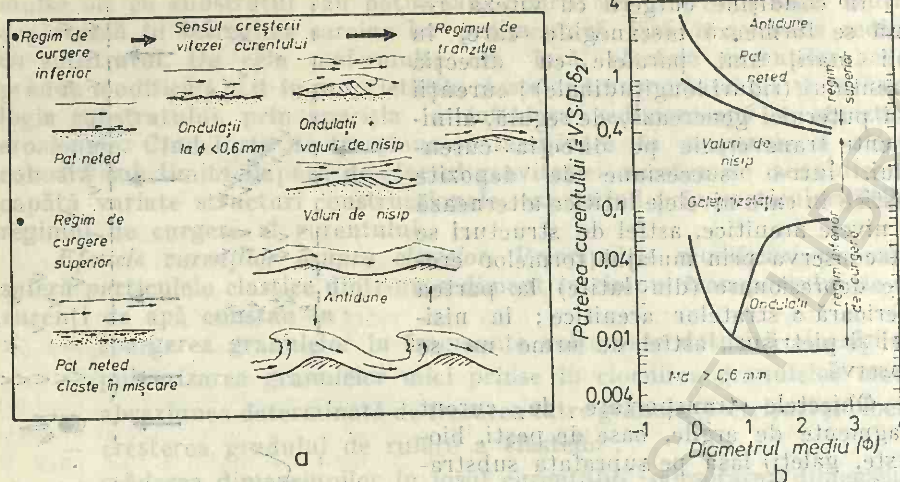


Fig. 1.14. Efecte generate de curent în substratul necoeziv ca o funcţie a puterii sale, a regimului de curgere *(a)* şi a diametrului mediu al particulelor *(b)* [30].

Trecerea la un *regim de curgere superior* (viteza curentului mai mare de 50 cm/s) este marcată de revenirea într-un prim moment la un substrat neted (a doua fază cu fund neted) şi apoi la o morfologie cu antidune („faza antidunelor"). *Antidunele*, denumite astfel de Gilbert pentru capacitatea lor de a se deplasa spre amonte, reprezintă forme instabile, care urmăresc îndeaproape suprafaţa curentului.

Prin acţiunea prelungită a unor curenţi, formele care apar la suprafaţa substratului pot migra ; rata medie a migrării creşte cu viteza curentului şi cu diametrul clastelor, iar acolo unde coexistă mega- şi microondulaţii viteza de deplasare a primelor este mai mică decît microondulaţiile. Coleman citează viteza de deplasare a unor megaondulaţii cuprinse între 30—100 m/24 ore.

La suprafaţa scoarţei terestre transportul materialului clastic prin intermediul apei se realizează în ariile continentale prin torenţi şi organisme fluviale (rîuri şi fluvii), iar în bazinele marine şi oceanice sub influenţa valurilor, mareelor şi curenţilor litorali, de larg etc.

Acumularea clastelor.

Materialul terigen, fragmentat prin dezagregare în aria sursă şi deplasat prin variate mecanisme, ajunge să se depună în momentul în care echilibrul dintre claste şi mediul lor de transport se strică. Acest lucru se întîmplă cînd deasupra unei arii de sedimente, forţa gravitaţională devine mai mare decît puterea şi competenţa mediului care a deplasat sau care poartă în suspensie materialul. Stabilitatea clastelor în mediul lor de depunere este asigurată în ariile depresionare cu fund plat. Forma pe care o îmbracă acumulările de sedimente clastice exprimă simultan morfologia bazinului, mecanismul de transport al materialului, debitul curentului şi, implicit, rata de sedimentare, ritmul subsidenţei şi, prin aceasta, oscilaţiile nivelului de bază în raport cu care se produce acumularea. De aceea, geometria depozitelor sedimentare de origine mecanică apare mult mai complexă decît *stratul* — un corp tabular delimitat de feţe plane. Alături de acesta corpurile lentiliforme, cordoanele, corpurile conice cu secţiune elip-

soidală (conurile de dejecție) sînt și ele foarte frecvente. Tranziția de la o „geometrie" la alta se poate realiza atît temporal (într-o succesiune stratigrafică) cît și areal (într-o unitate litostratigrafică) și sugerează schimbări esențiale ale condițiilor de sedimentare.

Funcție de toți acești factori colmatarea unui bazin prin aport de material terigen poate începe marginal sau central și poate continua fie centripet, fie centrifug. Creșterea unei stive de sedimente clastice se realizează prin agradare, progradare și acreție laterală (fig. 1.15).

Prin *agradare*, sedimentele se acumulează vertical, de jos în sus și formează în centrul bazinului corpuri tabulare — strate — cu suprafețe plane de separație. O astfel de unitate de sedimentare este bine delimitată spațial, atît granulometric cît și structural, și se întîlnește în depozitele de larg (și pelagice).

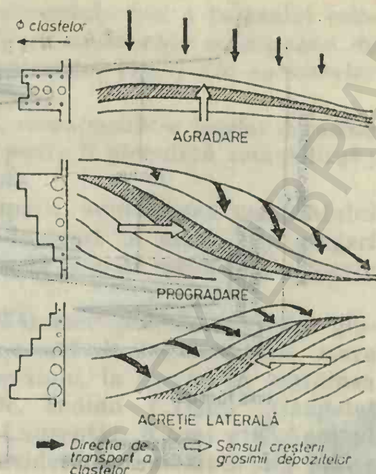


Fig. 1.15. Mecanisme fundamentale de acumulare a depozitelor clastice într-un bazin de sedimentare [32].

Prin *progradare* (înaintare), acumularea sedimentelor are loc de la marginea bazinului spre interior și îmbracă forma unor corpuri lenticulare (strate efilate), cu suprafețe sigmoide de separație. Adesea, astfel de corpuri sînt imbricate și se recunosc prin laminațiile oblice. Sursa materialului se află în aria continentală limitrofă bazinului. Seriile progrades se recunosc prin granoclasări inverse (specifice, de altfel, bazinelor în care nivelul de bază coboară — regresiune). Acumulările de tip deltaic ilustrează cel mai bine acest proces de colmatare.

Prin *acreție laterală* (îngrămădire) sedimentele clastice se deplasează de la centrul spre marginea bazinului, grație sistemului de curenți centrifugi; acumulările acreționare au, de asemenea, aspect lentiliform și suprafețe sigmoide, dar înclină spre marginea bazinului și se dezvoltă sub forma unor cordoane paralele cu țărmul. Succesiunile de sedimente acumulate prin acreție se recunosc prin granoclasare normală și sînt, de regulă, caracteristice bazinelor subsidente controlate de mișcări eustatice pozitive (în timpul unor transgresiuni).

În bazinele cu suprafață mare și morfologie variată pot exista toate aceste forme de acumulare, ceea ce face ca sedimentele clastice să prezinte variații laterale de facies. Perioadele de acumulare a clastelor alternează, de regulă, cu perioade de pauză în sedimentare — hiatusuri — sau de acumulări cu rate foarte mici. Intervalul de timp al unui hiatus — ca și cel de acumulare — poate varia mult de la un loc la altul, iar suprafața stratigrafică care separă două unități de sedimentare — *diastemul* — să fie neregulată; în astfel de situații și corpul de sedimente subiacent capătă o morfologie complexă.

Încercînd să generalizeze succesiunea fazelor care conduc — prin acumulare de claste — la individualizarea unei entități sedimentologice, Frazier (1974) a elaborat un model foarte uzitat azi în studiul faciesurilor detritice

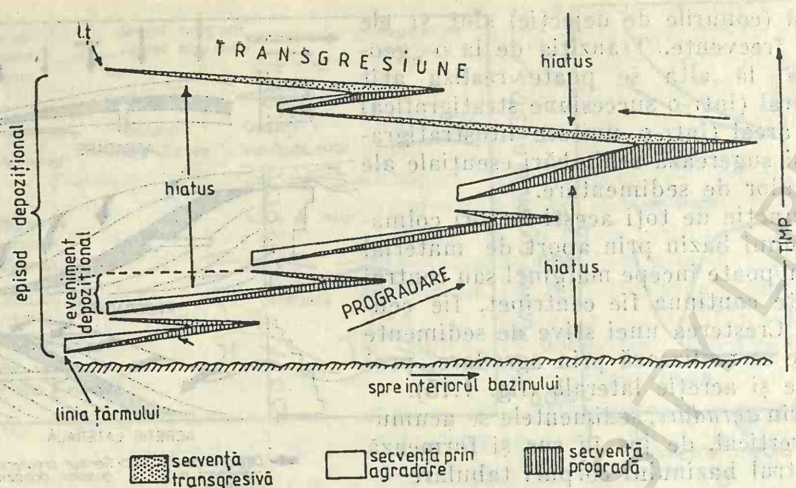


Fig. 1.16. Modelul Frazier privind mecanismele de acumulare a sedimentelor epiclastice și relațiile lor cu momentele de „hiatus" din evoluția unui bazin de sedimentare [32].

purtătoare de cărbuni și hidrocarburi. Cea mai simplă unitate depozițională separată de două hiatusuri constituie un *eveniment depozițional* și se realizează în trei stadii (faze) distincte (fig. 1.16):

a) faza de progradare inițială, caracterizată prin acumularea progresivă a clastelor dinspre continent spre bazin și creșterea grosimii sedimentelor în acest sens;

b) faza de agradare penecontemporană, cînd se produce o acumulare de depozite „cap" peste sedimentele progrado și a căror grosime crește spre continent;

c) faza transgresivă terminală, în care secvența acumulată tinde să acopere parțial sau total secvențele precedente.

Fiecare nivel acumulat corespunzător uneia dintre faze și, deci, unui anumit context sedimentologic constituie o „secvență facială".

În modelul lui Frazier o succesiune de evenimente (unități) depoziționale, prin care se revine la nivelul de bază inițial (vechea linie a țărmului) constituie un *episod depozițional* considerat o unitate genetică cartabilă și corelabilă regional și local. Sedimentele unui episod depozițional au întotdeauna o sursă comună, fiind acumulate într-o perioadă de relativă stabilitate tectonică și corespund unui anumit model facial (au un anume „stil" structural). Fiecare episod este delimitat în bază de un hiatus care crește temporal spre bazin și se încheie printr-o serie transgresivă ce acoperă toate secvențele faciale precedente; de asemenea, episodul conține o suprafață hiatală „subaeriană" a cărei semnificație temporală crește spre continent.

„Avalanșe" sedimentare. Pe curba hipsografică care leagă marile înălțimi continentale de marile abisuri oceanice, se individualizează — la scară planetară — trei nivele principale de acumulare a sedimentelor clastice:

— nivelul I, sub nivelul de bază 0 (zero) al oceanului planetar, corespunzător liniei de demarcație dintre ariile continentale (zona sursă) și bazinele marine și oceanice; aria de acumulare și încărcare cu sedimente corespunde platformei continentale;

— nivelul II, de la baza marginilor continentale sau a taluzului continental (1 500—2 000 m); aria de încărcare cu sedimente corespunde de cele mai multe ori piemontului oceanic („continental rise") sau sectoarelor proximale din cîmpiile abisale;

— nivelul III, hadal, la 8 000—11 000 m, corespunzător foselor oceanice şi din care materialul o dată acumulat nu mai poate fi niciodată remobilizat; este nivelul de stabilitate gravitaţională totală.

În raport cu aceste nivele şi în aceste spaţii, acumularea materialului clastic transportat prin ape curgătoare sau deplasat în masă prin curgeri şi alunecări gravitaţionale înregistrează volume şi rate de sedimentare foarte diferite.

Acumularea tip *„avalanşă"* (Lisitzin, 1984) este proprie nivelelor globale I şi II, în care depozitele clastice, avînd o rată de depunere mai mare de 1 000 mm/1 000 ani, ating grosimi considerabile, în special pe marginea continentală din Golful Mexic (4,5 km), Oc. Indian („Delta" Gangelui 10—15 km), Oc. Atlantic (gura fluviului Sf. Laurenţiu, 3 km) etc. Aportul fluviatil în astfel de arii de sedimentare este evident şi reprezintă din punct de vedere cantitativ, la nivelul Oceanului Planetar, o contribuţie de 12 km^3/an sau $22,1 \cdot 10^9$ t/an. Numai Dunărea, de exemplu, se consideră a fi deplasat în spaţiul ei deltaic un volum de $1,3 \cdot 10^5$ km^3, iar Gangele de $5 \cdot 10^6$ km^3 (ceea ce înseamnă de 10 ori mai mult decît volumul Mării Negre şi de cîteva ori mai mult decît volumul Himalaiei).

Prin transport în masă (care poate contribui la o singură curgere sau alunecare gravitaţională cu un volum de 30 km^3 material clastic), cantitatea de sedimente acumulată prin sistemul de „avalanşe" realizează între 5 400 şi 54 000 t/km^2/an.

După Lisitzin, noţiunea „avalanşă" sedimentară poate fi folosită ori de cîte ori avem de-a face cu acumulări terigene de durată care să se regăsească într-o asociaţie naturală cu grosime considerabilă, astfel încît într-un bazin de sedimentare autonom să poată declanşa procese de subsidenţă izostatică. La baza taluzului continental — nivelul II de acumulare — „avalanşele" reprezintă depuneri de *gravitite* globale (turbidite, curgeri de nisip, curgeri mîloase) şi sînt dependente din punct de vedere litologic (al sursei, al structurilor, al granulometriei) de natura marginii continentale (pasivă de exemplu: Oc. Atlantic, sau activă — M. Bering, M. Japoniei) sau de tipul de crustă (în mări cu fund oceanic — M. Mediterană, M. Neagră, sau cu fund continental — M. Caspică) (fig. 1.17).

Sedimentarea normală, de tip pelagic, este proprie ariilor distale din cîmpiile abisale şi foselor din domeniile hadale (nivelul III global). La acest nivel rata de depunere este mică (1—10 mm/1 000 ani), iar grosimea sedimentelor variază între 100 şi 500 m. Aportul terigen în aceste spaţii este apreciat la $1,7 \cdot 10$ t/an sau o medie de 54 t/km^2/an (33,4 t/km^2/an pentru Oceanul Atlantic, 41,6 t pentru Oceanul Pacific şi 114 t pentru Oceanul Indian).

Transferul materialului sedimentar de la un nivel de acumulare la altul (I→II→III) poate fi declanşat de oscilaţiile de nivel ale Oceanului Planetar şi corespunde cu importante regresiuni din istoria Pămîntului (fig. 1.18), care au condus la coborîrea nivelului de bază, de fiecare dată, cu peste 200 m. Corelînd informaţiile privind momentele de maximă acumulare la fiecare „nivel global" s-au putut face următoarele consideraţii:

1. Volumul şi masa sedimentelor acumulate la nivelul I sînt în antifază (discordanţă) cu volumul şi masa sedimentelor de la nivelul II (unde există un hiatus sau se acumulează un minim de sedimente) — regula antifazei.

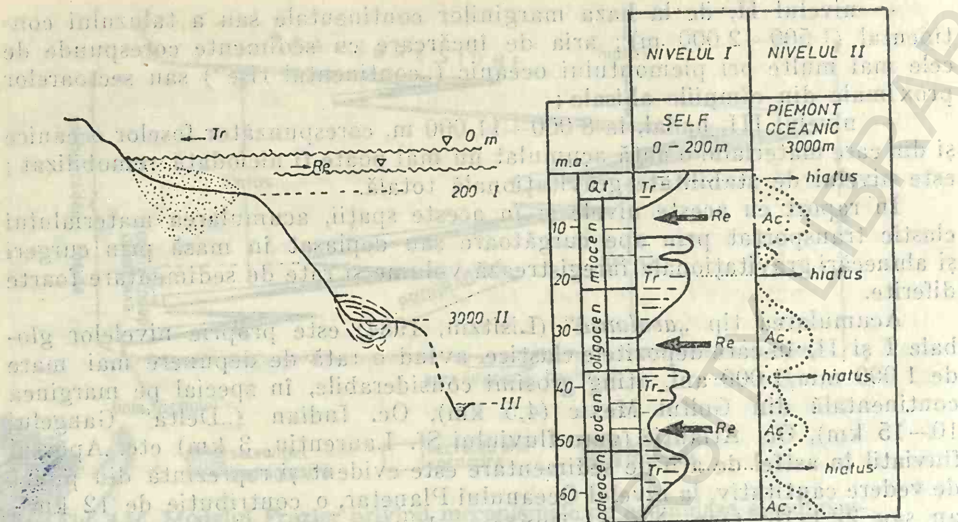


Fig. 1.17. Nivele globale de acumulare a avalanșelor reprezentate în paralel cu principalele oscilații de nivel din timpul Cainozoicului [73].

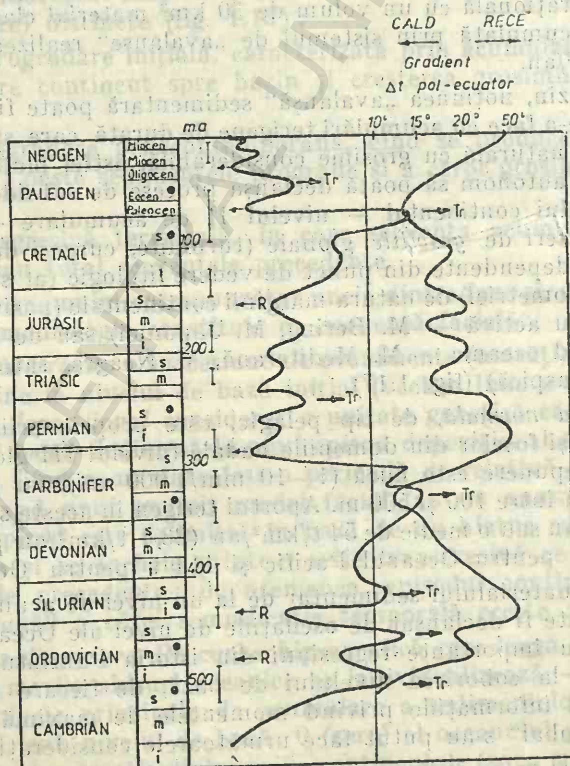


Fig. 1.18. Principalele transgresiuni (Tr) și regresiuni (R) marine în timpul Phanerozoicului [73].

2. Sedimentarea activă în nivelul II are drept corespondent un hiatus la nivelul I.

3. Durata și intensitatea proceselor sînt controlate de oscilațiile de nivel ale Oceanului Planetar, dar cauzele ciclicității proceselor și hiatusurile corespunzătoare au caracter local, regional și global.

4. Sedimentarea „avalanșelor" în zonele de margine continentală, în proporție de 85—90% conduce la un deficit de sedimente, la hiatusuri și la rate foarte mici de sedimentare în celelalte zone (de exemplu, la nivelul III);

5. Transferul sedimentelor de la nivelul I la nivelul II și, respectiv, III, conduce la sedimente similare din punct de vedere granulometric, litologic și la îmbogățiri în substanță organică (care poate deveni, după remaniere, o sursă importantă pentru hidrocarburi). În timpul acestor remanieri, o parte a materialului clastic (cel fin și biogen) poate fi antrenat în suspensie, devenind sursă pentru sedimentarea pelagică, normală. Estimarea aportului anual de „avalanșe" și sedimente pelagice în raport cu vîrsta oceanelor conduce la un volum total de sedimente de $1\,800 \cdot 10^6$ km^3, ceea ce ar fi trebuit să însemne o colmatare aproape totală a tuturor oceanelor (care însumează un volum de $1\,870 \cdot 10^6$ km^3). Cu toate acestea, volumul sedimentelor actuale este calculat la $130 \cdot 10^6$ km^3 și o grosime medie de numai 459 m, ceea ce constituie un deficit apreciabil dacă ținem cont de relațiile stabilite între rata denudării și sedimentare. Dincolo de a pune în discuție cauze posibile, discordanța obținută este frapantă și sugerează — ca o excepție de la regulă — imaginarea și altor mecanisme posibile care să genereze concentrarea, conservarea și consumul de sedimente, în alte ritmuri și cu alte viteze decît cele pe care le apreciem azi prin prisma fenomenelor actuale.

c. Dinamica clastelor în mediul subaerian (procese eoliene)

Deplasarea clastelor în ariile continentale (în zone deșertice, plaje emerse, lunci și ostroave fluviale) este provocată și de mișcarea aerului, a cărei forță de transport, față de apă (la o viteză identică), este de circa 300 ori mai mică. Aerul fiind un mediu cu viscozitate mult mai redusă va deplasa, de regulă, claste cu dimensiuni milimetrice și submilimetrice (diametrul mediu al particulelor din depozitele eoliene este —0,25 mm), iar viteza vîntului necesară pentru a antrena astfel de particule este de 5 m/s.

Cu toate că mecanismele prin care sînt deplasate clastele în mediul subaerian se supun acelorași legi care guvernează și dinamica granulelor în mediul subacvatic, de ex. tracțiunea, suspensia, efectele acțiunii eoliene apar întotdeauna specifice.

Tracțiunea clastelor de către vînt generează la interfața sediment necoeziv — aer un *covor de tracțiune* cu o înălțime variabilă de 3—6 cm, în cadrul căruia mișcarea particulelor este diferențiată, iar forțele de forfecare sînt din ce în ce mai active spre partea superioară a covorului. În partea sa de jos, clastele se mișcă prin alunecare, datorită forțelor de inerție și coliziunii cu alte particule și prin saltație, datorită forței de impact a aerului în partea de sus a „covorului". Viteza inițială necesară unui curent de aer pentru a antrena claste de 1—1,5 mm este apreciată la 9—12 m/s; clastele cu dimensiuni centimetrice (5—10 cm) pot fi rostogolite pe distanțe mici. Atunci cînd viteza vîntului crește foarte mult, granulele lutitice, siltice și, uneori, arenitice, sînt ridicate și menținute în curent formînd o „suspensie eoliană" (a cărei încărcătură de praf poate ajunge pînă la 800—900 t/km^3 aer). În raport de aria sursă (o zonă deșertică, o erupție vulca-

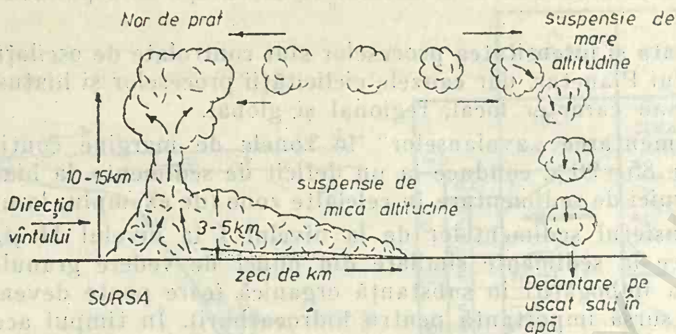


Fig. 1.19. Diferite tipuri de suspensii eoliene și poziția lor în raport cu suprafața reliefului [30].

nică etc.) și de înălțimea în atmosferă pînă la care se poate ridica o suspensie eoliană, se disting două situații frecvente (Friedman, 1978) (fig. 1.19) :

— Suspensii de mică altitudine (2—5 km), constituite din particule aparținînd unei surse ușor de precizat și deplasate pe distanțe reduse față de aceasta ; curenții eolieni pierd treptat particulele transportate și generează strate din ce în ce mai subțiri, alcătuite din granule cu diametrul din ce în ce mai mic (de exemplu, în loessurile din China sînt recunoscute claste din deșertul Gobi, iar în cel din Cîmpia Panonică clasate de origine sahariană).

— Suspensii de mare altitudine (10—15 km), unde clastele ajung rar și nu li se poate stabili aria sursă. Ele sînt deplasate sub forma „norilor de praf", la distanțe de mii de km de locul pătrunderii în păturile înalte ale atmosferei, iar depunerea lor se face tîrziu și, de regulă, sub influența unor curenți de aer descendenți. Se cunosc cazuri cînd astfel de nori au înconjurat de cîteva ori Globul pămîntesc ; de exemplu, cenușa aparținînd vulcanului Hekla (Islanda) a fost deplasată timp de 51 ore cu o viteză de 75 km/h, pe o distanță de peste 3 800 km.

Cantitatea totală transportată de vînt și acumulată în bazinele marine și oceanice este apreciată la $0,6 \cdot 10^{14}$ g/an, ceea ce reprezintă după Garrels și Mackenzie (1971) cca 25% din cantitatea de sedimente pelagice care se acumulează în zonele abisale și hadale.

Depunerea suspensiilor eoliene urmează legi similare cu acumularea suspensiilor din apă, conform cărora procesele de sedimentare-decantare sînt controlate de : raza particulei, greutatea ei specifică, forma, viscozitatea mediului, accelerația gravitației în punctul considerat etc. Din date experimentale și observații de teren generalizate, s-a conchis că viteza de cădere în aer a particulelor, considerate sferice și avînd dimensiuni și greutăți specifice identice, este de circa 30—50 ori mai mare în aer decît în apă. Această diferență tinde să se reducă mult dacă dimensiunile clastelor luate în considerație sînt mai mici. Datorită viscozității și densității foarte mici a aerului, acumulările eoliene vor fi alcătuite din particule cu dimensiuni apropiate, chiar dacă greutățile lor specifice sînt diferite. Această comportare explică situațiile frecvente în care sedimentele din zonele deșertice au o sortare bună (sînt alcătuite din fracțiuni granulometrice apropiate).

Grație acelorași proprietăți ale curenților de aer, prin deflație se conturează tendința de a fi ridicate în suspensie doar clastele mici, sferice și cu

grad bun de rulare. Îndepărtarea fracțiunii fine dintr-un sediment necoeziv, uscat și slab sortat, provoacă, dincolo de consecințele resimțite în procesul de acumulare, „ridicarea" valorii dimensiunii medii a clastelor rămase „in situ" și mai buna sortare a depozitului respectiv. Detritusul rămas pe loc este mai grosier și, implicit, mai angular; în timp, prin deflație prelungită, se naște un *pavaj de deșert*.

Pe lîngă aceste aspecte, transportul eolian favorizează o abraziune a granulelor de circa 100—1 000 ori mai mare decît cea din mediul acvatic și determină o rotunjire a tuturor granulelor cu d > 0,03 mm (clasa granulometrică la care prelucrarea sub apă nu poate modifica rotunjimea particulelor). În urma coliziunii eoliene intragranulare, prin șlefuire și impact, la suprafața clastelor apar creste meandrate, cavități semilunare și cavități în „V".

Modificările structurale superficiale și interne suferite de sedimentele antrenate și acumulate prin acțiunea vîntului sînt numeroase și apar, succesiv, pe măsura creșterii vitezei acestuia. Dintre cele mai caracteristice enumerăm ondulațiile eoliene, dunele de nisip și laminațiile oblice.

Ondulațiile eoliene (cu lungimea de undă între 2,5 și 25 cm) au un grad mare de asimetrie, indicele de ondulare între 30—70 și se deosebesc prin aceste caractere de ondulațiile de valuri și cele de curent.

Dunele reprezintă acumulări mari de nisip, cu lungimea bazei între 10 și 500 m, conturate în morfologia zonelor deșertice ca *megaondulații*. Crestele lor, adesea transversale și rectilinii pe direcția vîntului („dune transversale"), se pot curba, devenind semilunare (barchane) sau pot evolua paralele cu direcția vîntului („dune longitudinale"). Crestele ondulațiilor eoliene și a megaondulațiilor datorite fenomenelor de deflație păstrează fracțiunile granulometrice grosiere. Flancurile scurte, care înclină spre direcția de transport a materialului (și, deci de înaintare a vîntului) se identifică de foarte multe ori cu suprafața laminelor oblice frontale ce caracterizează structura internă a dunelor (materialul tractat pe flancul lung al ondulațiilor ajunge să se rostogolească frontal și să genereze o lamină oblică). Astfel de structuri interne sînt similare cu cele generate în mediul fluviatil. Urmărind mecanismul lor de formare sesizăm că atît ondulațiile eoliene cît și dunele sînt structuri mobile care migrează într-un ritm invers proporțional cu lungimea și înălțimea lor.

d. Dinamica clastelor în mediul subnival (procese glaciare)

În zonele cu temperaturi medii anuale apropiate de zero grade, formarea și conservarea gheții este un fapt curent. Ea mulează morfologia marilor înălțimi terestre sub formă de *ghețari alpini* și se concentrează masiv dincolo de cercurile polare sub forma *calotelor glaciare*. Acționînd în aceste regiuni, ghețarii și variațiile termice ale atmosferei determină formarea clastelor prin gelivație, prin rupere din versanți, prin smulgere din substrat și sfărîmare etc.

Din circurile glaciare sau de pe pante, gheața curge laminar, fie prin deformare plastică sub presiune, atunci cînd grosimea ei depășește sute de metri, fie prin alunecare pe substrat și grație unor frecvente modificări de fază (în special datorită variațiilor termice). Astfel, în zonele înalte gheața se acumulează iar în cele mai joase se topește; între aceste două repere masa de gheață (limba ghețarului) păstrează o lungime constantă, dar suferă o curgere lentă și constantă cu o viteză variabilă (de ordinul cm sau m/zi), mai mare spre centrul și la suprafața ghețarului și mai mică lateral și pe

fundul său. Naşterea unor curenţi de apă (rîuri subnivale) sub limba de gheaţă creează la contactul dintre talpa gheţarului şi roca „vie" un regim mixt fluvio-glaciar.

Materialul detritic generat în ambianţa unui gheţar poate fi prins în masa acestuia (prin cădere sau pe versanţi), poate fi antrenat lateral (prin desprindere şi smulgere din pereţii gheţarului) sau poate constitui un „pat" în talpa sa. Indiferent de poziţia pe care o ocupă el constituie sarcina sedimentară a gheţarului şi se deplasează lent odată cu gheţarul spre regiunile în care media termică anuală depăşeşte 0°C. La topirea gheţii sarcina este depusă sub formă de *till*-uri sau depozite glaciare nestratificate: cunoscutele *morene* (terminale, laterale sau b a z a l e), cu grosimi variabile între 10—40 m şi mai mari în zonele depresionare. În condiţiile unui astfel de transport, clastele vor fi puţin prelucrate. În ansamblu, depozitul glaciar este slab sortat, blocurile angulare sînt prinse într-un amestec relativ omogen de argilă, silit şi/sau nisip (prin aceste trăsături un astfel de sediment se apropie de caracteristicile curgerilor gravitaţionale, a diamictitelor). Din punct de vedere mineralogic constituenţii metastabili şi instabili, de tipul feldspaţilor, silicaţilor feromagnezieni, se conservă. Litoclastele grosiere (galeţii) au tendinţa de a se orienta paralel cu direcţia de curgere a gheţii şi, frecvent, de a conserva zgîrieturi cu o aceeaşi orientare; imbricaţiile sînt mai rare.

Atunci cînd sarcina sedimentară a gheţarului este antrenată de curentul de apă născut sub limba acestuia, ea se poate depune mai departe cîştigînd şi cîteva din atributele transportului subacvatic. Caracterul principal al acestor sedimente îl constituie stratificaţia (aşa-numitele depozite glaciare stratificate) şi, unori, granoclasarea. Apa, preluînd în drumul ei „sarcina" cea mai fină — materialul lutitic şi siltic — lasă în depozitul morenic din aria gheţarului sarcina cea mai grosieră; cantitatea de fracţiune ruditică creşte în aceste depozite. În urma unui astfel de transport, fracţiunea fină se acumulează în lacuri glaciare generînd *varve*: argile microstratificate cu laminaţie paralelă determinată de alternanţa ritmică a laminelor lutitice (negre şi mai subţiri) cu lamine siltice (albe şi mai groase) depuse în anotimpul rece şi, respectiv în cel cald.

Masele de gheaţă desprinse din calotele glaciare şi deplasate sub formă de „iceberg-uri" spre latitudini mici (60°—50°—45° sud şi nord) ajung să se topească şi lasă sarcina lor sedimentară să contamineze suspensiile pelagice şi să se acumuleze în cîmpiile abisale ale oaceanelor „clastele foarte grosiere provenite din iceberg-uri constituie aşa-numitele „blocuri eratice" a căror prezenţă în sedimentele din largul oceanelor continuă să ridice multe probleme legate de originea (sursa) lor.

Cantitatea totală de material detritic transportată anual de gheţari în ocean este apreciată la $20 \cdot 10^{14}$ g/an din care $19 \cdot 10^{14}$ g/an numai de pe suprafaţa calotei antarctice (0,69 km^3/an). O altă parte din materialul morenic poate ajunge în bazinele marine prin intermediul reţelei hidrografice, care-i şterge, însă, caracterele petrografice iniţiale.

1.2. PROCESE CHIMICE

În domeniul sedimentar — mult mai mult decît în cel magmatic sau metamorfic — apa constituie un factor petrogenetic fundamental. Ea se află şi la originea proceselor chimice, a reacţiilor care conduc în ariile continentale la transformarea „exogenă" a rocilor preexistente, iar în bazinele

marine şi oceanice la separarea din „soluţii" a produselor de precipitaţie care îmbracă forma agregatelor autigene. Indiferent de sensul pe care-l imprimă proceselor naturale, acţiunea ei ca „factor chimic" este aproape întotdeauna dependentă de proprietăţile sale de solvent, deci de capacitatea de a provoca disocierea compuşilor naturali, de a-şi modifica compoziţia şi de a interacţiona cu substratul mineral sau cu atmosfera gazoasă.

O analiză cît de sumară a complicatelor procese chimice pe care le controlează apa impune şi o cunoaştere a calităţilor sale chimice, implicit a principalilor parametri care-i determină proprietăţile: *p*H-ul, *Eh*-ul, conţinutul în gaze. Comportarea faţă de apă a elementelor chimice — uşurinţa cu care ele trec în soluţie sau facilitatea pe care o manifestă în realizarea unor compuşi cristalini — este, în primul rînd, expresia potenţialului lor ionic, iar „calităţile" apei, graţie aceste interacţiuni, se pot modifica treptat.

Dincolo de aceşti factori, procesele sedimentare chimice evoluează în condiţii termo-barice specifice suprafeţei terestre sau foarte aproape de acestea şi, de aceea, spre deosebire de procesele endogene, foarte departe de punctele critice ale apei. Asociaţiile minerale care se nasc într-un astfel de context vor fi stabile şi vor oferi oricînd posibilitatea reconstituirii „mediului chimic" care le-a generat.

1.2.1. Factorii proceselor chimice

Potenţialul ionic al elementelor. Comportarea elementelor chimice în prezenţa apei este o funcţie a capacităţii lor de polarizare sau a electronegativităţii lor; această proprietate, la rîndul ei, este dependentă de raza şi sarcina ionilor respectivi. Raportul dintre sarcină (z) şi rază (r în Å) este cunoscut ca *potenţial ionic* (c) şi este folosit în literatura geochimică drept criteriu de apreciere a solubilităţii ionice. Valoarea potenţialului ionic urmează îndeaproape valoarea electronegativităţii elementelor şi defineşte energia necesară transformării unui element în ion pentru o anumită stare de valenţă (fig. 1.20).

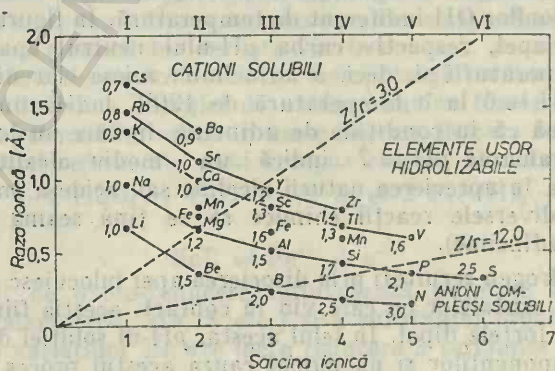


Fig. 1.20. Limitele de variaţie ale potenţialului ionic al elementelor chimice în funcţie de valoarea razei şi sarcinii lor [13].

Ionii cu rază mare, $r > 1$ Å (K^+, Ca^{2+} etc.) avînd electronegativitate mică (<1,2) și $z/r < 3$ au capacitate de polarizare redusă. Interacțiunea acestor cationi cu dipolul de apă conduce la legături simple, în care cationul este coordonat de molecule de apă și rămîne în soluție: mediul respectiv capătă un caracter alcalin puternic ($K^+ + OH^-$, $Ca^{++} + (OH_2^-)$.

Cationii a căror rază este mai mică decît 1 și mai mare decît 0,5 Å (Al^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{4+}), polarizează mai puternic dipolul de apă, eliberează unul din hidrogenii dipolului și favorizează apariția unor hidroxizi insolubili $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_3$ etc. și a unui mediu slab alcalin.

În fine, cationii cu razele cele mai mici, $r < 0,5$ Å(S^{6+}, P^{5+}, N^5, C^{4+}), cu electronegativitatea cea mai mare (>1,9 și $z/r > 12$) au cea mai mare capacitate a dipolului de apă. Prin aceasta, ei determină ruperea legăturii dintre oxigen și hidrogen, formează cu oxigenul anioni complecși (SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, NO_3^-, CO_3^{2-}) și eliberează ambii hidrogeni; mediul care rezultă este, evident, acid.

Apa ca solvent și *p*H-ul soluțiilor. Momentul dipol ridicat al moleculei de apă, provocat de diferența dintre electronegativitatea hidrogenului și cea a oxigenului, determină proprietățile sale de solvent și facilitează disocierea substanțelor. Trecerea în soluție a elementelor se realizează datorită forței de atracție care apare între dipol și ionii de la suprafața cristalelor cu care apa vine în contact. O consecință a acestei proprietăți o constituie posibilitatea de modificare permanentă a compoziției sale chimice la contactul cu rocile în care se găsește și, de aici, variația parametrilor chimici sub care evoluează procesele mediate de apă.

Concentrația ionilor de hidrogen sau de hidroniu, rezultată prin disocierea spontană a apei la temperatură normală (20°C), este egală cu 10^{-7} moli/l și corespunde unei cantități echivalente de ioni de hidroxil, adică

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ moli/l};$$

$$[H_3O^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ moli/l}.$$

Concentrația ionilor de hidrogen a unei soluții fiind în funcție de temperatură, valoarea $pH = 7$ indică un mediu neutru numai pentru soluțiile cu temperatură de 20°C; din această cauză, *p*H-ul neutru se definește mai corect ca fiind condiția de egalitate între concentrația ionilor de hidrogen și concentrația ionilor OH indiferent de temperatură. În figura 1.21 constanta de disociere a apei, respectiv curba *p*H-ului neutru, apare ca o funcție evidentă a temperaturii și, deci, a adîncimii; reiese clar din figură că, de exemplu, un $pH = 6$ la o temperatură de 120°C indică un mediu neutru, ceea ce înseamnă că în condițiile de adîncime în care au loc unele procese de diageneză, valoarea $pH = 7$ indică un mediu alcalin; este absolut necesar, deci, ca în aprecierea naturii alcaline sau acide a mediului în care se desfășoară diversele reacții chimice să se țină seama de temperatură (și deci și de adîncime).

Ionii de hidrogen rezultați prin disocierea apei înlocuiesc cationii metalici de la suprafața cristalelor cu care vin în contact, aceștia fiind mobilizați în soluție de către forțele dipol. În felul acesta, *p*H-ul soluției devine și efectul mobilității componenților și nu numai cauza acestui proces.

Valoarea *p*H-ului apelor de la suprafața scoarței poate declanșa sau inhiba solubilizarea și precipitarea mineralelor. Comportarea elementelor față de agresivitatea apelor subterane și superficiale are un caracter specific

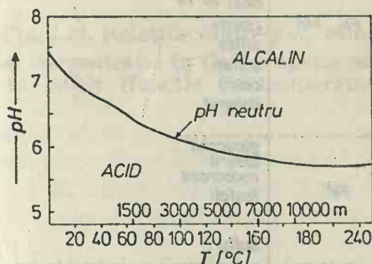


Fig. 1.21. Variaţia constantei de disociere a apei în funcţie de temperatura şi adîncimea apelor în bazinele marine şi oceanice.

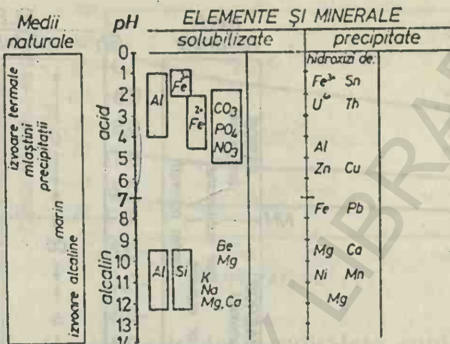


Fig. 1.22. Domeniile de solubilizare şi precipitare a principalelor elemente chimice şi minerale ca o funcţie a acidităţii şi alcalinităţii mediilor naturale [4].

şi echilibrele multor elemente implicate în procesele exogene sînt condiţionate în mod deosebit de valoarea pH-ului. Figura 1.22 redă domeniile de solubilizare şi precipitare a principalelor elemente chimice şi minerale ca o funcţie a acidităţii şi alcalinităţii mediilor naturale.

Viscozitatea şi tensiunea superficială influenţează direct capacitatea de mişcare a apei prin pori şi astfel deplasarea descendentă gravitaţională pînă la adîncimi considerabile şi deplasarea ascendentă capilară. În felul, acesta, poate controla formarea compuşilor chimici în spaţiile intergranulare (apariţia cimentului) sau se poate provoca germinarea cristalelor în sedimente preexistente.

Influenţa chimică a apei asupra rocilor cu care intră în contact se manifestă în următoarele moduri principale :

— stabileşte mediul fizico-chimic de transformare a rocilor în scoarţa superficială prin variaţiile pH-ului şi Eh-ului ;

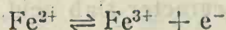
— determină solubilitatea O_2, CO_2 şi a diverşilor acizi şi, în felul acesta, facilitează acţiunea lor ;

— determină solubilizarea şi descompunerea mineralelor, transportul în soluţii coloidale şi ionice şi depunerea compuşilor chimici respectivi.

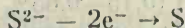
Potenţialul de oxido-reducere (*E*h-ul). O altă trăsătură fundamentală a mediilor apoase de la suprafaţa scoarţei o constituie capacitatea lor de oxidare sau de reducere a elementelor cu care vin în contact. Această capacitate se exprimă prin *potenţialul de oxido-reducere* (sau potenţial redox) şi se notează *Eh*. Aprecierea cantitativă a energiei de oxidare devine foarte semnificativă în sistemele redox-reversibile, adică în acele sisteme în care se găsesc simultan formele oxidată şi redusă ale unui compus chimic. De exemplu :


$$2\ Fe^{2+} + 4\ HCO_3^- + H_2O + 1/2\ O_2 \rightleftharpoons 2\ Fe(OH)_3 + 4\ CO_2$$

sau simplificat :


$$Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$$

Potenţialul de oxido-reducere influenţează puternic comportarea elementelor polivalente (Fe, Mn, S etc.) şi a substanţei organice. În prezenţa oxigenului şi a variaţiilor *Eh* are loc o reducere a sarcinilor electrice, astfel :


$$S^{2-} - 2e^- \rightarrow S$$


$$S - 4\ e^- \rightarrow S^{4+}O_2$$


$$SO_2 - 2e^- \rightarrow S^{6+}O_3$$

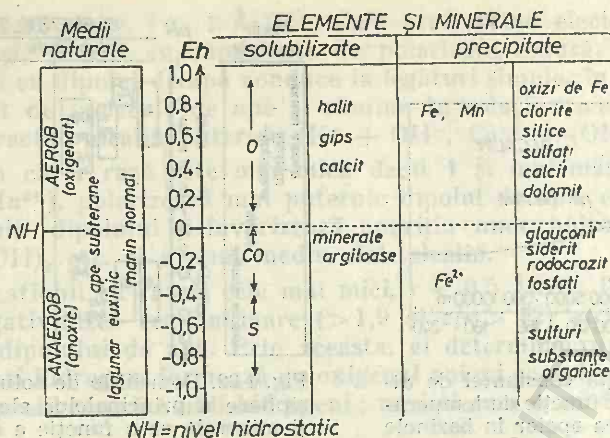


Fig. 1.23. Domeniile de solubilizare și precipitare a principalelor elemente chimice și minerale în condiții aerobe și anaerobe a mediilor naturale, funcție de valoarea *E*h-ului [4].

Mediile naturale au caracter oxidant în prezența oxigenului și deasupra nivelului hidrostatic[1] și caracter reducător sub acest nivel și de regulă, în prezența substanței organice și a proceselor anaerobe (cu degajare de H_2S, de exemplu). Ca și *p*H-ul, *E*h-ul soluțiilor controlează solubilitatea sau stabilitatea elementelor chimice (fig. 1.23). Astfel, în mediile oxidante sînt stabili oxizii, hidroxizii, unele săruri oxigenate, iar substanța organică este distrusă; în mediile reducătoare se formează carbonați de fier, sulfuri etc., iar substanța organică se poate conserva.

Conținutul de gaze. La suprafața uscatului, influența gazelor asupra rocilor se exercită direct prin atmosferă sau, indirect, prin intermediul apelor superficiale în care ele se găsesc dizolvate.

Gazele din atmosferă trec în apă atunci cînd presiunea lor parțială din aer este mai mare decît presiunea parțială a gazului din apă. Solubilitatea gazelor în apă depinde de temperatură și de coeficientul de solubilitate a gazului respectiv. Concentrația sa (*C*) se măsoară în mg/l și se exprimă prin relația

$$C = p + K_t,$$

în care: *p* este presiunea parțială a gazului, iar K_t — coeficientul de solubilitate a gazului la temperatura dată.

Dintre gazele existente în atmosferă — N (78%), O_2 (20,9%), A (0,9%), CO_2 (0,03%) și H, O_3, CO, CH_4, H_2S (în ppm) — numai oxigenul și dioxidul de carbon au un rol deosebit în procesele de geneză a formațiunilor sedimentare.

Dioxidul de carbon este un gaz atmosferic care, avînd o mare solubilitate în apă, imprimă acesteia un caracter slab acid, iar prin disociere generează anionul bicarbonic:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$$

Abundent în soluțiile interstițiale din soluri (0,15—0,65% și pînă la 5% în fracțiunea fină) în care este generat prin descompunerea microbiană a



[1] Suprafața pînă la care se ridică liber, prin capilaritate, apa freatică.

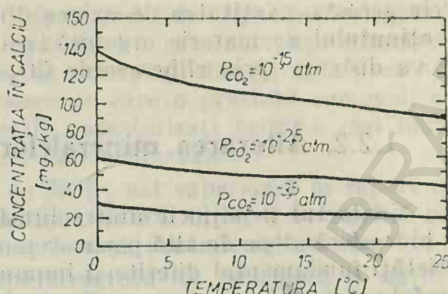


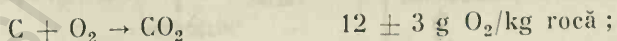
Fig. 1.24. Relațiile dintre p_{CO_2} atmosferic și concentrația în Ca^{2+} a apelor saturate în calcit (functie de temperatură °C) [15].

substanței organice și frecvent în apele de circulație de la suprafața continentelor (în care poate atinge 2—3%) el constituie un regulator al *p*H-ului și *E*h-ului, influențînd aciditatea soluțiilor și fiind implicat în reacțiile de oxidare. CO_2 este introdus în sistemul atmosferă-ocean prin activitatea vulcanică (gazele vulcanice conțin 10% CO_2) și izvoarele termale-minerale legate de surse juvenile și este conservat în procesele de transformare a silicaților de calciu sau de formare a sărurilor oxigenate bogate în Ca^{2+} și Mg^{2+} (calcit, dolomit etc.).

În mediul marin P_{CO_2} crește progresiv cu adîncimea apelor (deci cu presiunea hidrostatică) și invers proporțional cu temperatura (fig. 1.24). Apele reci de pe fundul bazinului constituie un cadru favorabil dizolvării lui. Concentrația sa la adîncimi de 4 000—3 500 m atinge valori de 40—45 cm^3/l, ceea ce imprimă acestora un *p*H slab acid, provocînd, astfel, solubilizarea carbonaților. Variația în soluție a concentrației CO_2 (sau a presiunii sale) este cauza fundamentală a solubilizării și precipitării carbonaților și fosfaților.

Oxigenul este un gaz atmosferic solubil în apă și implicat în foarte variate procese sedimentare. Ciclul O_2 este legat de elementele chimice polivalente, care-și modifică ușor starea de valență și, în special, de C, S, Fe și Mn. Un rol important în aportul de oxigen la suprafața scoarței terestre îl are procesul de fotosinteză, care poate elibera $1{,}9 \cdot 10^{17}$ g O_2/an, ceea ce ar însemna, după Holland, că întreaga cantitate de oxigen din atmosferă ar putea fi reciclată, prin intermediul biosferei, în 6000 ani.

Oxigenul din atmosferă și cel dizolvat în ape este principalul regulator al potențialului redox (*E*h) și prin aceasta controlează toate reacțiile de oxidare. Implicat în fixarea ionilor metalici și nașterea oxizilor sau, în formarea anionilor complecși (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}) și apariția sărurilor oxigenate, oxigenul este principalul factor al proceselor chimice de alterație și precipitare. Astfel, cantitatea totală de oxigen, legată, la suprafața scoarței, prin reacții cu C, S sau Fe este estimată la $(4 \pm 1) \cdot 10^{14}$ g O_2/an și rezultată din :


$C + O_2 \rightarrow CO_2$ $\quad 12 \pm 3$ g O_2/kg rocă ;


$S^{2-} + 2\ O_2 \rightarrow SO_4^{2-}$ $\quad 6 \pm 2$ g O_2/kg rocă ;


$4\ FeO + O_2 \rightarrow 2\ Fe_2O_3$ $\quad 2 \pm 1$ g O_2/kg rocă.

În apele marine, el provine direct din atmosferă sau prin procesele de fotosinteză și atinge la suprafață concentrații de 6 cm^3/l. În lipsa unor curenți descendenți care să transporte O_2 spre fundul bazinelor de sedimentare conținutul său în apă scade la mai puțin de 1 cm^3/l, iar mediul devine anoxic.

Prin aceasta, cantitatea de oxigen din apele marine devine și un regulator al conținutului de materie organică ; ea se va conserva în mediile anoxice și se va distruge, prin eliberare de CO_2 și H_2O, în mediile oxigenate.

1.2.2. Alterarea mineralelor și rocilor

Contactul nemijlocit dintre litosferă — pe de o parte — și atmosferă și hidrosferă — pe de altă parte — pune față în față sisteme naturale cu proprietăți fundamental diferite și impune, pentru fazele minerale ajunse la suprafața scoarței terestre, realizarea unor echilibre termodinamice care să corespundă excesului de apă și oxigen existent aici.

Cum se comportă feldspatul și cuarțul dintr-un granit, de exemplu, cînd roca este expusă factorilor atmosferici și hidrosferici și care sînt consecințele unor eventuale modificări ?

Se știe că starea de echilibru a mineralelor din scoarță este definită, la fiecare nivel al ei, de anumite valori termice, bazice și de densitate (implicit, de compoziție). Modificarea echilibrului pentru fazele minerale formate în interiorul scoarței — la temperaturi și presiuni înalte — este impusă de trecerea lor în condițiile de la suprafață și se traduce prin stări de metastabilitate și instabilitate. Astfel, un agregat mineral cristalizat în condiții endogene și ajuns în condiții exogene caută să se readapteze prin reacții chimice care vor avea tendința de a scoate din „sistem" elementele foarte mobile (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} . . .) și de a le organiza pe cele mai puțin mobile (Al^{3+}, Si^{4+}). . .) în „neoformații minerale" caracteristice noilor condiții.

Procesele acestea specifice părții superficiale a scoarței terestre și cunoscute sub denumirea generală ALTERARE se desfășoară atît în zonele continentale subaeriene, cît și în cele subacvatice (lacustre sau marine) și conduc la individualizarea de produse „secundare" sau *depozite reziduale*.

Alterarea, ca proces geologic, acționează simultan cu dezagregarea și este stimulată de gradul mare de fragmentare a rocilor preexistente ; în felul acesta crește suprafața lor specifică și se multiplică contactele constituenților minerali cu apa și/sau aerul. Raportată întotdeauna la „materialul parental", intensitatea alterării și, deci, extinderea produselor sale, sînt controlate de natura mineralogică și petrografică a rocilor afectate și de calitatea chimică a mediului în care ea acționează (*E*h, *p*H etc.).

În evoluția scoarței terestre, procesele de alterare au fost acelea care au menținut un echilibru între calitatea factorilor și calitatea mediului, determinînd aportul de elemente chimice în rețeaua hidrografică și apele mării și „punctînd" în ariile continentale, prin produsele sale fosile, momentele de exondare din istoria Pămîntului și, implicit, paleorelieful vechilor zone de uscat.

a. Alterarea subaeriană (în arii continentale)

a_1 **Factori :** *materialul parental, clima și relieful*

Ritmul și intensitatea alterării sînt controlate de structura rețelei cristaline și chimismul mineralelor ce compun rocile preexistente, de caracterele lor petrografice (textură, structură, porozitate, permeabilitate) și de poziția lor în raport cu factorii de climă și relief.

Structura reticulară a mineralelor, exprimînd fidel tipurile de legături chimice dintre elemente, se reflectă în uşurinţa cu care compuşii caracterizaţi prin legături ionice — (sarea gemă, de exemplu), disociază în prezenţa apei şi, respectiv, în stabilitatea mai mare pe care o prezintă compuşii cu legături covalente. Dintre aceştia, silicaţii, caracterizaţi printr-o mai mare diversitate reticulară, oferă exemplul cel mai concludent.

Energia de legătură a tetraedrului de SiO_4^{4-}, net superioară în raport cu aceea a legăturii dintre oxigen şi alţi cationi, de ex. C, N, S... explică rezistenţa la alterare a silicaţilor faţă de carbonaţi, azotaţi, sulfaţi etc.

În figura 1.25 silicaţii grupaţi după structura lor reticulară şi natura cationilor legaţi în reţea (Fe^{2+}, Mg^{2+} pentru mineralele femice şi Al^{3+}, Na^{+}, K^{+}, Ca^{2+} pentru mineralele salice) sînt ordonaţi în sensul creşterii gradului lor de stabilitate. Această ordine corespunde, de fapt, creşterii energiei de legătură de la nezosilicaţi (~30 000 cal/mol) la filo- şi tectosilicaţi (cu 31 000—34 000 cal/mol) şi explică instabilitatea — în raport cu factorii exogeni — a olivinei şi piroxenilor sau a plagioclazilor calcici faţă de muscovit, microclin şi, albit.

Prezenţi în asociaţii naturale de origine magmatică şi metamorfică, silicaţii, prin structura şi chimismul lor, modifică şi comportarea rocilor în care se găsesc. Apare, ca o consecinţă logică şi întotdeauna verificată în teren, alterarea mai rapidă şi mai profundă a dunitelor, gabbrourilor şi serpentinitelor — roci bogate în minerale femice — decît cea a granitelor, gnaiselor şi micaşisturilor — roci bogate în minerale salice.

Atunci cînd pentru diferite tipuri de roci asociaţiile de minerale sînt identice (de exemplu, cazul gabbrou-bazalt, granodiorit-dacit-paragnais), trăsăturile lor texturale şi structurale sînt cele care controlează comportarea la alterare. Structurile afanitice compacte (în bazalte, dacite) conferă rocilor o stabilitate mai mare decît structurile faneritice şi inechicristaline (în gab-

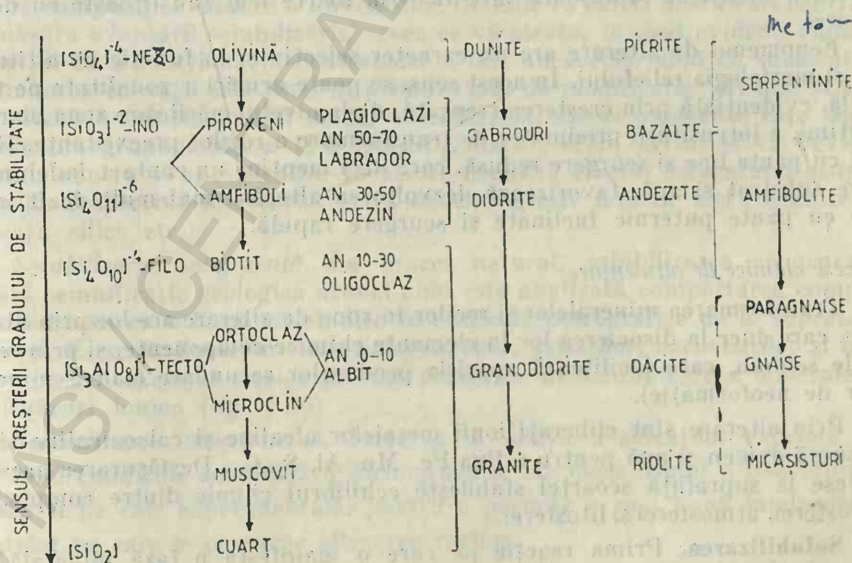


Fig. 1.25. Ordinea de alterare a principalilor silicaţi mafici şi felsici şi a rocilor plutonice, vulcanice şi metamorfice pe care asocierea lor le determină (An — conţinutul în anortit al plagioclazului).

brouri, granite). Agregatele cu texturi masive față de cele cu texturi șistoase sau fluidale sînt lipsite de căi evidente de acces și circulație a apei și, de aceea, se vor altera mai lent. În cazul rocilor sedimentare ajunse în situația de a se altera, porozitatea și permeabilitatea lor apar ca două trăsături funcție de care se poate realiza (sau nu) un contact mai prelungit între apă și constituenții minerali, favorizînd (sau nu) transformările de natură chimică.

Dincolo de aspectul „particular" al alterării exprimat de natura materialului parental, caracterul său regional, exprimat prin acțiunea sa pe întreaga suprafață a globului terestru devine o funcție a condițiilor de climă și relief. Aceste condiții — diferențiate prin regim pluviometric, temperatură atmosferică și altitudine — vor determina mari variații în cantitatea și gradul de transformare a produselor de alterare, imprimînd, astfel, un caracter zonal modificărilor chimice pe care le suferă rocile preexistente la suprafața scoarței.

În acest context, o compoziție mineralogică considerată stabilă într-o anumită zonă climatică sau de relief devine instabilă atunci cînd aceste condiții se modifică, pentru că și din punctul de vedere al apei ori oxigenului situația se modifică. Dacă în mod obişnuit se consideră că, de exemplu, cuarțul, caolinitul și oxizii de fier sînt minerale stabile în condițiile zonei de alterare, afirmația este valabilă pentru zonele temperate, deoarece în zonele tropicale atît cuarțul cît și caolinitul devin instabile.

Zona ecuatorială, caracterizată prin umiditate și temperaturi ridicate, este cea mai favorabilă desfășurării alterării. Aici, reacțiile chimice sînt de 4—5 ori mai rapide decît cele care se desfășoară în zonele temperate și conduc la concentrarea masivă a oxizilor liberi de fier și aluminiu. Zonele tropicale — datorită umidității insuficiente — sînt improprii desfășurării unor procese de alterare. În zonele temperate, cu umiditate și temperatură moderate, modificările chimice suferite de mineralele primare sînt frecvente și conduc la acumulări de minerale argiloase (caolinit, montmorillonit, hidromice). În zonele subpolare, datorită menținerii îndelungate a unor temperaturi sub 0°C, alterarea rocilor se desfășoară într-un ritm foarte lent sau lipsește cu desăvîrșire.

Fenomenul de alterare are un caracter selectiv și în funcție de altitudinea și morfologia reliefului. În acest sens, se poate urmări o zonalitate pe verticală, evidențiată prin creșterea treptată, de la nivelul mării spre zona marilor înălțimi, a intensității produselor de transformare a rocilor preexistente. Relieful cu pante line și scurgere redusă, care deci menține un contact îndelungat între substrat și apă, favorizează dezvoltarea alterării mai mult decît relieful cu pante puternic înclinate și scurgere rapidă.

Procese chimice de alimentare

Transformarea mineralelor și rocilor în zona de alterare are loc prin dizolvare, care duce la disocierea lor în elemente chimice componente, și prin reacții de schimb, care facilitează apariția produselor secundare (sau a mineralelor de neoformație).

Prin alterare sînt eliberați ionii metalelor alcaline și calcoalcaline și se consumă oxigen și apă pentru a fixa Fe, Mn, Al, S, C... Desfășurarea acestor procese la suprafața scoarței stabilește echilibrul chimic dintre compoziția hidrosferei, atmosferei și litosferei.

Solubilizarea. Prima reacție pe care o manifestă o fază minerală în contact cu apa este aceea de a disocia, de a trece, deci în soluție și a schimba, astfel, compoziția „solventului". În ariile continentale, procesul de desfășoară frecvent sub influența precipitațiilor atmosferice și a apelor curgă-

toare și, de aceea, desfășurarea unor astfel de reacții se consideră că are loc în sistem deschis. Practic, toate mineralele prezintă un anume grad de solubilitate, dar, desigur, cele caracterizate prin legături ionice (de exemplu, NaCl, $CaCO_3$) sînt mult mai solubile decît cele cu legături covalente (silicații, de exemplu).

Trecerea în soluție poate avea loc continuu astfel încît raportul ionic al elementelor disociate rămîne constant și egal în același timp cu raportul elementelor din rețeaua mineralului (este cazul solubilizării *congruente*), sau dizolvarea poate avea un caracter selectiv și discontinuu, atunci cînd raportul ionic al elementelor disociate diferă de cel existent între elementele din „rețea" care, de regulă, se dizolvă și reprecipită imediat pentru a genera noi faze minerale (este cazul solubilizării *incongruente*). În ambele cazuri, sistemul funcționînd deschis, nu se poate realiza un echilibru termodinamic între solvent și faza minerală. O regulă care reflectă, de fapt, energia de legătură a fazei minerale este aceea că stabilitatea sa față de dizolvare crește invers proporțional cu viteza de trecere în soluție. Într-un sistem considerat static :

$$V = \frac{D}{\delta}(Cs - C),$$

în care : V este viteza de dizolvare pentru 1 cm^2 suprafață ;

D — coeficientul de difuzie al elementelor din faza minerală spre soluție ;

δ — grosimea nivelului limită prin care se face trecerea în soluție și care are o concentrație de saturație (C_s) mai mare decît concentrația solventului (C).

Cunoașterea relațiilor care se stabilesc între fazele minerale și „solvent" permite nu numai stabilirea unei ierarhii privind ordinea de trecere în soluție a mineralelor, dar și efectele pe care acest proces elementar le va avea asupra compoziției chimice a solventului. Acesta va suferi modificări continui pe măsura avansării solubilizării, ceea ce va afecta, în mod evident, capacitatea lui de a reacționa în continuare și într-un același mod cu substratul. Schimbarea calității sale ține, în primul rînd, de modificarea *p*H-ului și *Eh*-ului. Dacă o soluție, inițial acidă, solubilizează săruri oxigenate care leagă metale din grupa I sau a II-a (Na_2SO_4, $CaCO_3$ etc.), *p*H-ul ei va deveni, treptat, neutru și apoi alcalin. În aceste condiții, efectul solventului asupra sărurilor respective încetează ; el va deveni agresiv față de alți constituenți (silicați, silice etc.).

Solubilizarea congruentă. Ca proces natural, solubilizarea congruentă capătă semnificație geologică atunci cînd este analizată comportarea compușilor naturali cu o largă răspîndire în edificiile petrografice de la suprafața scoarței. Ei se întîlnesc în clasa halogenurilor, sulfaților, carbonaților și oxizilor și oferă exemple clasice privind condițiile de solubilizare a mineralelor cu legături ionice (fig. 1.26).

Solubilizarea incongruentă. Trecerea în soluție a silicaților exprimă cel mai fidel condițiile solubilizării incongruente, iar mecanismul a fost studiat adesea și pe cale experimentală, pentru a permite o mai bună înțelegere a treptelor pe care le parcurge alterarea rocilor.

Pulberi de silicați traversate de soluții cu diverse pH-uri și la diverse temperaturi au fost dizolvate cu viteze variate în funcție de natura mineralelor : întotdeauna în trepte, la început, mai rapid, cu eliberarea cationilor

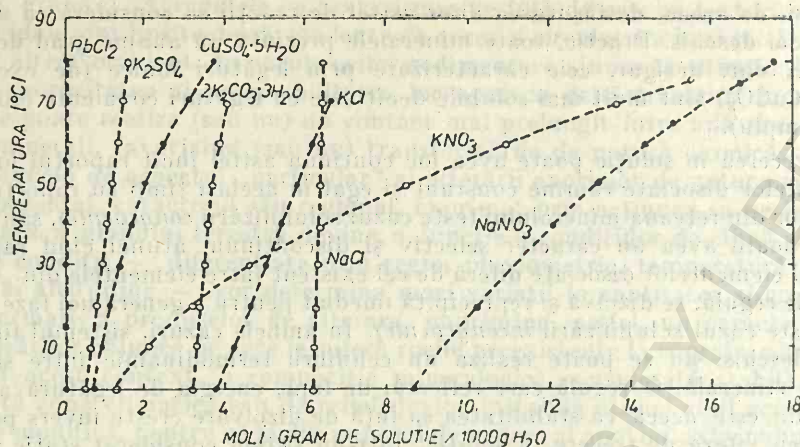


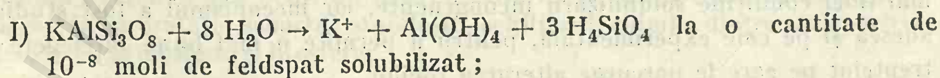
Fig. 1.26. Exemple de compuşi naturali cu solubilitate congruentă ; variaţia solubilităţii cu temperatura [50].

de Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+} şi, apoi, mai lent, cu trecerea în soluţie a reziduurilor de alumosilicaţi hidrataţi (care nu au fost reţinute de membranele instalaţiei de solubilizare).

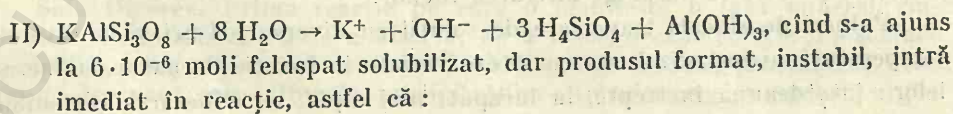
Solubilitatea silicaţilor are la bază procesul de hidratare şi de schimb ionic, care facilitează dizolvarea. În contact cu dipolul de apă, din cauza valenţelor nesatisfăcătoare de la suprafaţa silicaţilor apare o permutaţie între (OH^-) din soluţie şi oxigenul din „complexul" Si—O—Si, cu formarea unor legături de tip Si—OH mai puternice decît Si—O. Schimbul de anioni precede dizolvarea propriu-zisă cînd cationii metalicii Na, K, Mg... ies din reţea şi cedează locul lor $(H)^+$ sau $(OH)^-$ simultan cu trecerea în soluţie a cationilor solubili ; Al^{3+} şi Si^{4+} se redistribuie în cadrul reţelei, alături de grupări (OH), şi formează învelişuri de protecţie stabile (de fapt germenii produselor reziduale care rezultă prin alterarea silicaţilor). Evoluţia schimbului de ioni în procesul de dizolvare atrage după sine, pe de o parte, slăbirea reţelei primare a silicaţilor, iar pe de altă parte, o reacţie alcalină a mediului apos, ce întreţine solubilizarea, în continuare, a silicaţilor.

Studiul silicaţilor care formează în rocile magmatice şi metamorfice constituenţii accesorii, iar în cele sedimentare „fracţiunea grea" a permis aşezarea lor în ordinea creşterii gradului de stabilitate în contact cu apa, astfel : olivină, piroxeni, amfiboli, epidot, granat, andaluzit, sillimanit, disten, sfen, turmalină, zircon.

Dintre tectosilicaţi, feldspatoizii sînt mult mai solubili decît feldspaţii, iar în cazul ortoclazilor şi plagioclazilor, dizolvarea lor are loc prin reacţii succesive de tipul :



I) $KAlSi_3O_8 + 8\,H_2O \rightarrow K^+ + Al(OH)_4 + 3\,H_4SiO_4$ la o cantitate de 10^{-8} moli de feldspat solubilizat ;



II) $KAlSi_3O_8 + 8\,H_2O \rightarrow K^+ + OH^- + 3\,H_4SiO_4 + Al(OH)_3$, cînd s-a ajuns la $6 \cdot 10^{-6}$ moli feldspat solubilizat, dar produsul format, instabil, intră imediat în reacţie, astfel că :

III) $2\,Al(OH)_3 + 2\,H_4SiO_4 \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5\,H_2O$; toată cantitatea de gibbsit dispare cînd cantitatea de feldspat disociat ajunge la 10^{-5} moli. Produsul de reacție prin solubilizarea incongruentă a ortoclazului este caolinitul ; trecerea în soluție a feldspatului K este de $3 \cdot 10^{-7}$ moli/litru, iar a feldspatului Na de $6 \cdot 10^{-7}$ moli/litru.

Autigeneza prin oxidare și hidroliză. Paralel cu trecerea în soluție a mineralelor cu legături ionice și, parțial, a celor instabile, cu legături covalente, în zona de alterare, în prezența oxigenului și a apei, se desfășoară cu intensitate crescută reacții de oxidare și hidroliză din care rezultă o mare varietate de minerale de neoformație : oxizi, hidroxizi, sulfați, silicați etc.

Procese de oxidare. Elementele chimice cu variate stări de valență — S, Fe, Mn etc. — legate în rețeaua unor minerale cristalizate în condiții reducătoare, aduse în prezența oxigenului manifestă tendința de a pierde electroni și de a intra în combinații noi, mai stabile în zona superficială a scoarței terestre. Astfel, sulfurile și silicații trec în oxizi, sulfați și carbonați, iar soluțiile care au mediat procesul își modifică sever *p*H-ul. Un exemplu ilustrativ îl constituie reacția de descompunere a piritei în care pot fi surprinse modificări succesive în starea de valență atît a S, cît și a Fe :



$$Fe_2S + 7/2\,O_2 + H_2O \rightarrow Fe^{2+} + 2\,SO_4^{2-} + 2\,H \text{ și}$$



$$FeS^{2+} + 1/2\,O_2 + H \rightarrow Fe^{3+} + 1/2\,H_2O$$

Fierul trivalent ca produs de oxidare a fierului bivalent este instabil în prezența apei și precipită ca hidroxid :



$$Fe^{3+} + 3\,H_2O \rightarrow Fe(OH)_3 + 3\,H^+,$$

iar în prezența oxigenului, ca oxid.

Acidul sulfuric format prin oxidarea piritei poate fi neutralizat în prezența carbonaților, în urma unei reacții a cărui produs mineral este gipsul :



$$H_2SO_4 + CaCO_3 + H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2\,H_2O + CO_2$$

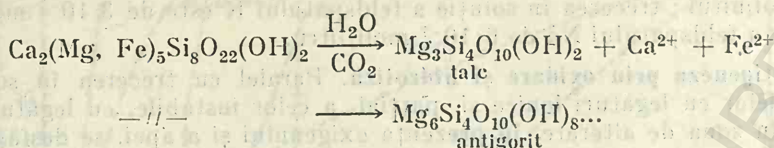
Dacă, însă, soluțiile rezultate din descompunerea sulfurilor ajung în contact cu silicații, ele accelerează punerea în libertate a Na, K, Ca, Mg și își modifică treptat chimismul (și, implicit, *p*H-ul). Alți compuși generați prin astfel de procese sînt oxizii și hidroxizii de Mn și Al (piroluzit — MnO_2, psilomelan — $(BaH_2) \cdot Mn_5O_{10}$, hidrargilit — $Al(OH)_3$.

Procese de hidroliză. Compușii minerali metastabili și instabili în prezența apei hidrolizează schimbînd cationii lor bazici cu ionii de hidrogen sau oxidril proveniți din disocierea apei. În esență, hidroliza este o reacție de schimb prin care elementele chimice cu potențial ionic mic sînt îndepărtate din sistem prin solubilizare, iar reziduul se reorganizează sub forma unor edificii cristaline care adiționează grupări OH sau molecule de apă.

În timpul alterării rocilor preeexistnte, hidroliza silicaților este procesul cel mai frecvent întîlnit. Mineralele femice sînt mai puțin stabile decît cele salice, iar silicații cu grupări insulare (neso-) și „în lanțuri" (ino-) se transformă mai ușor și mai repede decît cei cu grupări planare (filo-) și tridimensionale (tecto-). Prin hidroliza lor, neoformațiile generate vor avea structură de filosilicați (cea mai stabilă în zona de alterare) și vor fi îmbogățiți în grupări oxidril.

Dintre silicații feromagnezieni, olivinele, piroxenii și amfibolii hidrolizează și dau naștere la produse secundare de tipul talcului, serpentinei, ura-

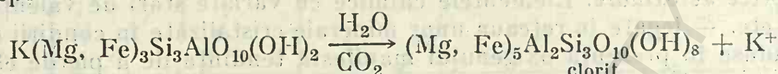
litului și, uneori, cloritului, adesea însoțite de oxizi sau hidroxizi de fier. Reacțiile se desfășoară în trepte ; de exemplu, prin alterarea amfibolilor magnezieni rezultă, succesiv, talc și antigorit :



$$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2 \xrightarrow[CO_2]{H_2O} \underset{talc}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2} + Ca^{2+} + Fe^{2+}$$

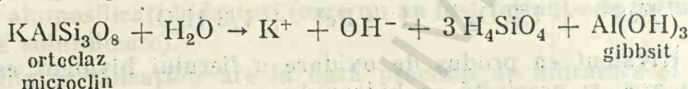
$$-\,//\,- \longrightarrow \underset{antigorit}{Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8}...$$

Biotitul eliberează K^+ și trece în clorit (eventual și goethit) dacă rămîne fier disponibil :



$$K(Mg, Fe)_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 \xrightarrow[CO_2]{H_2O} \underset{clorit}{(Mg, Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8} + K^+$$

Feldspații sînt metastabili și pot hidroliza în prezența soluțiilor cu pH alcalin (> 9) și a unui *Eh* pozitiv ; în condiții experimentale, ei au fost solubilizați și în soluții cu $pH = 3$. Contactul prelungit cu apa și temperaturile ridicate accelerează desfășurarea procesului. Principalele produse secundare formate prin alterarea feldspaților sînt pirofilitul (illitul), caolinitul și gibbsitul, după reacții de tipul :



$$\underset{\substack{ortoclaz\\microclin}}{KAlSi_3O_8} + H_2O \rightarrow K^+ + OH^- + 3\,H_4SiO_4 + \underset{gibbsit}{Al(OH)_3}$$

Gibbsitul este nestabil în prezența SiO_2 trece rapid în pirofilit — $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ sau caolinit — $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$

Menținerea pH-ului alcalin poate duce la îndepărtarea silicei și reprecipitarea definitivă a gibbsitului : $Al(OH)_3$.

Feldspații calcici hidrolizează mai repede decît cei sodici și trec în caolinit :



$$CaAl_2Si_2O_8 + 3\,H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + Ca^{2+} + 2\,(OH)^-$$

În zona de alterare, hidroliza se conturează ca cel mai activ mecanism de transformare a silicaților și se confundă, practic, cu procesele de caolinizare, sericitizare, serpentinizare, uralitizare etc. (fig. 1.27). În comparație cu fenomene identice afiliate hidrotermalismului juvenil și autometamorfismului intensitatea lor descrește cu adîncimea, iar izotopii oxigenului argumentează originea exogenă a proceselor care le-au generat.

Alte procese fundamentale care însoțesc oxidarea și hidroliza din zona de alterare sînt carbonatarea și hidratarea ; ele sînt responsabile pentru ocurențele de calcit, malachit, azurit, gips etc.

Produsele alterării

Interacțiunea care se stabilește între litosferă, pe de o parte, și atmosferă, hidrosferă, biosferă, pe de altă parte, se materializează în timp geologic prin formarea unor învelișuri discontinui cu compoziție și proprietăți fizico-mecanice distincte de ale rocilor care le-au generat. În ariile continentale ele formează scoarțele de alterare și solurile.

Scoarța de alterare. Este rezultatul acțiunii simultane a meteorizării (dezagregării) și alterării rocilor preexistente. Ea se individualizează la partea superioară a scoarței terestre sub forma unei cuverturi cu grosimi foarte va-

riabile (între ordinul cm şi al zecilor de m), plasată între materialul parental (pe roca proaspătă) şi învelişul de sol. Caracterizată prin porozitate şi permeabilitate mult mai ridicate decît ale substratului care a generat-o, scoarţa de alterare reprezintă o zonă cu bun drenaj al apelor de precipitaţie. Compoziţia sa mineralogică — de o mare complexitate — va exprima, atît natura materialului parental (roci magmatice, metamorfice, sedimentare) şi esenţa proceselor chimice care le-au generat, cît şi poziţia lui în raport cu factorii de climă şi relief. Structurile ei pot fi clastice, brecioase, metacoloidale, spongioase, concreţionare, pătate, reticulare, pămîntoase.

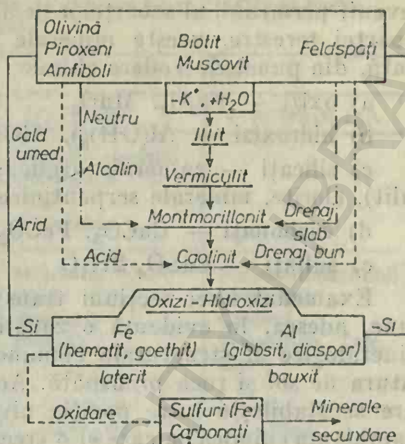


Fig. 1.27. Direcţiile de alterare a principalilor silicaţi din roci şi produsele de neoformaţie realizate [78].

Privită în ansamblu, scoarţa de alterare grupează cîteva categorii genetice de constituenţi şi anume : minerale relicte, compuşi coloidali şi minerale de neoformaţie.

Mineralele relicte reprezintă constituenţii cei mai stabili ai materialului parental, fracţiunea care nu a suferit transformări în cursul alterării. Reprezentate, aproape întotdeauna, prin minerale accesorii ale rocilor preexistente, granulele relicte din scoarţele de alterare sînt un indicator sensibil al naturii petrografice a rocilor supuse alterării : zircon, rutil, turmalină, casiterit, topaz, corindon, disten, monazit, baritină etc. sau chiar cuarţ, aur.

Compuşi coloidali, care sînt instabili în timp în stare de geluri, se întîlnesc în scoarţele recente ; formaţi în primele momente ale alterării, ei au tendinţa de a trece în agregate cripto- şi microcristaline. Din punct de vedere mineralogic ei aparţin silicei, oxizilor şi hidroxizilor, carbonaţilor şi, mai rar, silicaţilor (tab. 1.4).

Tabelul 1.4. **Specii minerale cu diverse grade de stabilitate provenite din compuşi coloidali**

Geluri instabile (elementul chimic predominant)		Agregate metastabile (microcristaline)	Minerale stabile
silice (opal)	(Si)	calcedonie	cuarţ
gel limonitic	(Fe)	turgit	hematit
sporogelit	(Al)	metadiaspor	diaspor
wad	(Mn)	psilomelan	piroluzit
giobertit	(Mg)	hidromagnezit	magnezit
procaolin	(Al, Si)	hidrocaolinit	caolinit

Mineralele de neoformaţie au caracter autigen şi rezultă prin oxidare, hidroliza, carbonatarea şi hidratarea compuşilor preexistenţi în roci supuse alterării, sau prin precipitare directă din soluţii care drenează „sistemul"

devenit permeabil al scoarțelor de alterare. În condițiile existente la suprafața scoarței terestre, aceste minerale prezintă o maximă stabilitate și reprezintă, din punct de vedere chimic :

a) oxizi — Fe_2O_3, MnO_2

b) hidroxizi — $Al(OH)_3$), AlOH, FeO·OH, $Mn(OH)_4$

c) silicați — minerale argiloase (caolinit, montmorillonit, illit, vermiculit), clorite, minerale serpentinice, zeoliți

d) carbonați — $CaCO_3$, $FeCO_3$

e) sulfați — $CaSO_4$ $2H_2O$

Examenul unei secțiuni transversale executate în scoarța de alterare pune, adesea, în evidență o zonalitate verticală marcată de particularități mineralogice și structurale comune pentru diversele niveluri dispuse între pătura de sol și roca proaspătă. Această zonalitate reflectă, de fapt, relația care se stabilește între poziția nivelului hidrostatic din regiunea analizată și ambianța chimică pe care el o creează. În raport cu acest nivel, cu modul de circulație al apei libere și accesul oxigenului în mediul respectiv se poate vorbi de două zone distincte :

a) *zona de oxidare* sau de aerare, cuprinsă între contactul scoarței cu atmosfera și nivelul hidrostatic ; aici apele meteorice circulă descendent, au un *p*H acid și se caracterizează printr-un potențial redox pozitiv ($Eh > 0$). Transformările mineralelor preexistente sînt profunde, iar neoformațiile stabile și frecvente aparțin oxizilor și hidroxizilor de Fe, Mn, Al (goethit, lepidocrocit, piroluzit, diaspor) ;

b) *zona de cimentare* sau de saturare cu apă (activă și pasivă) extinsă sub nivelul hidrostatic ; se caracterizează printr-un mediu neutru și alcalin ($pH = 5,5-8,5$) și printr-un potențial redox negativ ($Eh < 0$). În partea sa superioară sînt stabili filosilicații de Al și hidroxizii de Ni și Co, iar în baza sa se conservă minerale relicte (cuarț, biotit) alături de neoformații de minerale argiloase și sulfuri secundare. Aceste zone au o deosebită importanță economică atunci cînd scoarța de alterare, intersectînd zăcăminte metalifere se confundă — în zona de oxidare — cu „pălăria de fier" mult îmbogățită în oxizi și hidroxizi de Fe și Mn, și se îmbogățește, în zona de cimentație, în sulfuri (în special de cupru — covelină, calcozină, bornit). Un exemplu în acest sens îl reprezintă zăcămîntul de la Altîn Tepe (Dobrogea Centrală).

Privită prin prisma materialului parental, zonalitatea verticală a scoarțelor de alterare reflectă particularitățile mineralogice ale rocilor din substrat : granite, granodiorite, gnaise, gabbrouri, bazalte, amfibolite etc. În tabelul 1.5 se poate urmări compoziția mineralogică a scoarțelor de alterare formate pe roci acide (granite) și bazice (gabbrouri) și sensul transformărilor suferite de constituenții lor principali în fiecare zonă determinată de poziția nivelului hidrostatic.

Zonalitatea areală este o funcție a modificărilor climatice și a diversității reliefului pe Glob. (fig. 1.28). Scoarțele de alterare sînt foarte groase (60 m) în regiunile cu climă caldă și umedă (ecuator) și foarte subțiri sau practic absente în regiunile subpolare și polare. Pe baza compoziției lor mineralogice Ruhin (1960) a propus separarea a trei tipuri fundamentale :

— sialitic saturat sau hidromicaceu, specific regiunilor reci și temperate, cu alterare chimică relativ slabă și fără migrare silicei. Asociații mineralogice specifice : montmorillonit, beidelit, hidroclorit, hidromice ;

Tabelul 1.5. **Asociații mineralogice formate în scoarța de alterare pe roci acide și bazice (după Șeclăman și Anastasiu, 1983)**

		PROCESUL DE ALTERARE			
		OXIDARE	HIDROLIZA	OXIDARE	HIDROLIZA
Zona de oxidare $pH \leq 5,5$	Neoformații	Limonit (Fe) Goethit (Fe) Psilomelan (Mn) Diaspor (Al)		Limonit, goethit Psilomelan Opal Calcedonie	
Zona de cimentare $pH = 5,5 ... 8,5$	Neoformații	Gips Calcit	Caolinit Montmorillonit Hidroclorit Hidromice	Hidroxizi de Fe Opal Magnezit Dolomit	Ferimontmorillonit Nontronit Caolinit Serpentina, Talc, Clorit
Roca proaspătă	Relicte	Cuarț Muscovit	Biotit	Plagioclazi	Amfiboli
	Nealterat	GRANIT* 1) amfiboli 2) mice 3) albit 4) ortoză 5) cuarț		GABBROU* 1) olivină 2) piroxeni 3) amfiboli 4) plagioclazi	

* Mineralele sînt scrise în ordinea creșterii stabilității lor.

— sialitic nesaturat sau argilitic, caracteristic zonelor calde cu alterare chimică activă, din care silicea a fost parțial îndepărtată. Asociații mineralogice specifice : caolinit, halloysit, nontronit, cuarț ;

— allitic sau lateritic, propriu regiunilor ecuatoriale cu temperaturi ridicate și umiditate accentuată ; alterarea este foarte intensă, silicea este complet îndepărtată, iar aluminiul este reprecipitat sub formă de hidroxizi. Asociații mineralogice specifice : hidrargilit, diaspor, oxizi și hidroxizi de fier, metahaloysit.

Scoarța de alterare constituie un depozit rezidual, adesea cu caracter de eluviu, caracterizat printr-o mare mobilitate chimică. Ea este sediul transformărilor care conduc în timp geologic la îmbogățiri în aluminiu, fier și minerale hidroxilate și reprezintă, în foarte multe cazuri, un material care va evolua spre bauxite. În timpurile actuale, scoarța de alterare este suportul pe care microorganismele și vegetația facilitează formarea și evoluția solurilor.

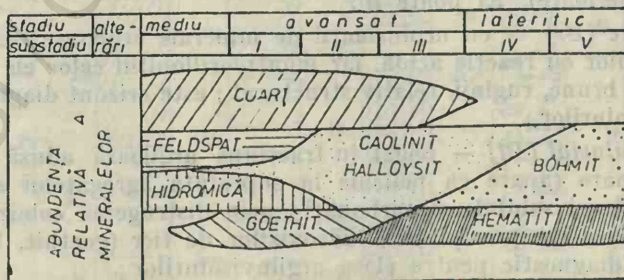


Fig. 1.28. Proporția mineralelor reziduale și de neoformație în partea superioară a scoarței de alterare, în zone temperate, subtropicale și tropicale [7].

Solurile. Scoarţele de alterare îşi pot modifica sensul evoluţiei lor în momentul în care devin un suport pentru microorganisme şi, implicit, se asociază cu substanţa organică. Factorul climatic are un rol esenţial în accelerarea sau frînarea proceselor chimice şi biologice care conduc pe fondul scoarţei de alterare, la individualizarea solului: un înveliş superficial al ei, adesea discontinuu, dar întotdeauna caracterizat prin fertilitate (capacitatea sa de a constitui un mediu de viaţă pentru plante asigurînd nevoile lor de apă şi substanţe nutritive).

Reflectînd substratul litologic, condiţiile climatice şi de relief, precum şi natura vegetaţiei care se dezvoltă pe ele, solurile constituie produse cu o mare capacitate de transformare. Procese fizico-chimice şi biochimice foarte active determină remobilizarea elementelor dintr-un loc într-altul şi, implicit, diferenţierea organică şi mineralogică a constituenţilor. În sol se diferenţiază astfel, *orizonturi pedogenetice* — niveluri centimetrice sau decimetrice, cu proprietăţi mineralogice, texturale şi structurale distincte.

În mod convenţional, principalele orizonturi pedogenetice au fost notate cu literele *A, E, B, C, R, G, O, T* şi se caracterizează prin următoarele trăsături diagnostic (grosime, culoare, conţinut mineral şi substanţă organică, textură şi structură):

„*A*" — orizont bogat în humus, situat întotdeauna la partea superioară a solului prin amestecul intim dintre constituenţii minerali şi substanţa organică. Are culori închise şi grosimi variabile. După gradul de saturaţie în baze (Ca, Mg, K, Na) şi cantitatea de humus poate fi:

— *molic (Am)* — cu mai mult de 55% baze şi pînă la 35% humus; este orizont diagnostic pentru clasa molisolurilor, tipul cernoziom;

— *umbric (Au)* — cu mai puţin de 55% baze şi humus acid;

— *ocric (Ao)* — deschis la culoare şi sărac în substanţă organică.

„*E*" — orizont mineral (intermediar), îmbogăţit rezidual în silice prin eluvierea argilei, oxizilor/hidroxizilor de fier şi substanţei organice. Are culori deschise şi poate fi:

— *luvic (El)* — de culoare galben cenuşiu şi cu structură poliedrică;

— *albic (Ea)* — de culoare cenuşiu-albicios, nestructurat;

— *spodic (Ep)* sau *podzolic* — de culoare cenuşiu-deschisă, nestructurat şi textură nisipoasă; orizont diagnostic pentru clasa spodosolurilor (tipul podzol, cu îmbogăţiri în silice).

„*B*" — orizont mineral situat în partea inferioară a profilului de sol, sub orizontul *A* sau *E* şi caracterizat prin acumularea sau neoformarea fracţiunii argiloase şi depunerea coloizilor de fier (de regulă, proveniţi din orizonturile superioare). El poate fi:

— *cambic (Bv)* — cu neoformaţii de minerale argiloase (caolinitul este propriu solurilor cu reacţie acidă, iar montmorillonitul celor cu reacţie alcalină) şi culori brune, ruginii, relativ structurat; este orizont diagnostic pentru clasa cambisolurilor;

— *argiloiluvial (Bt)* — bogat în fracţiune argiloasă adusă din orizonturile superioare (apare ca pelicule la suprafaţa agregatelor structurate); nu conţine săruri solubile şi carbonaţi; prin distrugerea coloizilor organici de protecţie are loc precipitarea hidroxizilor de fier (goethit, lepidocrocit), este orizont diagnostic pentru clasa argiluvisolurilor;

„*G*" — orizont mineral individualizat în condiţii restrictive, de umiditate excesivă, periodică sau permanentă şi caracterizat prin formarea „argilelor" smectitice — cenuşiu-verzui; este diagnostic pentru solurile *gleice*.

„O" — orizont organic (nehidromorf), acumulat la suprafața solurilor cu drenaj normal, formate sub vegetație lemnoasă ;

„T" — orizont turbos (sau organic hidromorf), cu grosime minimă de 20 cm, format la suprafața solurilor excesiv umezite, aproape tot timpul anului.

Orizonturile din baza profilului de sol definesc de multe ori natura materialului parental („roca mamă") și fac tranziția spre scoarța de alterare. Astfel :

orizontul „C" corespunde unui material parental reprezentat prin depozite friabile, neconsolidate, cu (*Cca*) sau fără carbonați ;

orizontul „R" este alcătuit din roci compacte dure sau epiclastite mobile grosiere (pietrișuri) lipsite de carbonați ;

orizontul *Rrz* — *rendzinic* — are drept corespondent litologic calcare și dolomite compacte sau roci metamorfice și magmatice bazice și ultrabazice.

Succesiunea diferitelor orizonturi pedogenetice într-o anumită regiune constituie *profilul de sol* și condiționează stabilirea unităților taxonomice : *clasa de sol* și *tipul de sol*.

Constituindu-se ca un produs dependent de condițiile de climă și relief, profilul de sol la suprafața Globului se va putea repeta simetric de la ecuator la poli și din regiunile de cîmpie spre cele montane. Tipurile astfel conturate se înscriu în categoria solurilor zonale din clasa cambisoluri (tip *terra-rossa*), molisoluri (tip *cernoziom*), argiluvisoluri (tip *brun-roșcat*), spodosoluri (tip *podzol*) (fig. 1.29). În zonele temperate și reci, cu umiditate pronunțată, în profilul de sol se pot păstra cuarțul și fracțiunea grea (zircon, rutil) ca reziduu insolubil și pot apărea neoformații de filosilicați — illit, vermiculit, montmorillonit. În zonele calde (subtropicale și ecuatoriale) și umede, silicea din cuarț și silicați este îndepărtată prin solubilizare și apar neoformații de caolinit, gibbsit și goethit. În zonele aride (deșertice) și în cele foarte reci (polare), solurile nu sînt evoluate și, de aceea, nu se poate vorbi de diferențiere în orizonturi pedogenetice.

Variații locale, de ordin litologic, microclimatic sau determinate de poziția nivelului hidrostatic permit dezvoltarea unor soluri *intrazonale* al căror profil se abate de la regula generală impusă de poziția sa în raport cu latitu-

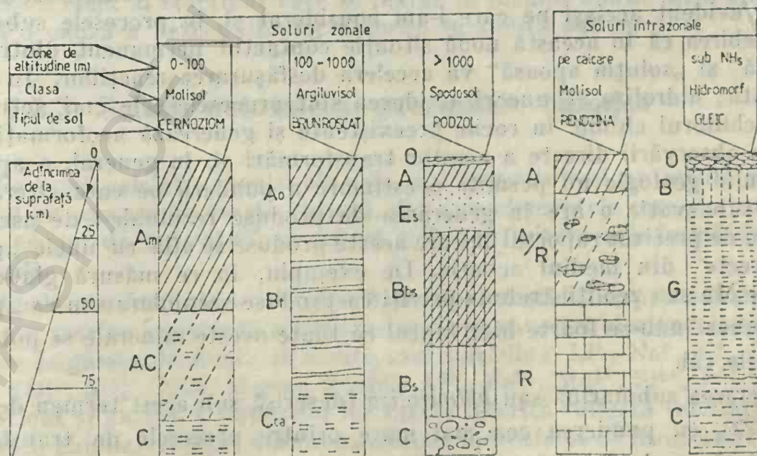


Fig. 1.29. Clase și tipuri de soluri zonale și intrazonale cu precizarea profilurilor pedogenetice respective.

dinea sau altitudinea. În această categorie intră solurile *hidromorfe* (tipul gleic), solurile *halomorfe* (solonceacurile și soloneţurile) și *histosolurile* (cu orizont turbos — *T*).

Cunoașterea compoziției mineralogice a solului, a caracterelor sale texturale și structurale și, prin aceasta, a permeabilității pentru apă și aer devin condiții indispensabile pentru aprecierea fertilității sale și, în final, pentru dirijarea culturilor agricole. Implicarea mineralogiei și petrografiei în cercetările pedologice a devenit, în zilele noastre, o necesitate.

Produs exclusiv al zonelor continentale subaeriene și format în strînsă dependenţă cu scoarţele de alterare, solul este supus permanent transformărilor (chimice, mineralogice, organice) și simultan expus degradării și îndepărtării sale de către agenţii exogeni (eroziune torenţială, alunecări de teren etc.). Din aceste două cauze fundamentale profilul de sol actual nu se poate conserva în timp și, astfel, regăsi în profilul scoarţelor de alterare fosile. Cercetări recente ale unor depozite reziduale paleozoice și mezozoice caută să găsească criterii pentru corelarea unor microzonalități mineralogice și organice cu vechi orizonturi pedogenetice.

b. Alterarea subacvatică

Alterarea — ca proces geologic — trebuie privită și în mediul subacvatic pentru a avea imaginea reală a căilor și locurilor prin și în care apar produse reziduale. Ea se manifestă atît asupra clastelor ajunse în reţeaua hidrografică, cît și asupra acelora care se depun sub formă de suspensii în lacuri și mări. Contactul prelungit al apei cu particulele alogene este o condiție a creșterii gradului lor de alterabilitate, adesea continuarea unui proces început în zona dezagregărilor mecanice și transformărilor chimice subaeriene. Modificările de compoziție pe care le suferă aceste particule, după îngroparea lor, aparţin proceselor postdepoziţionale (diagenezei).

Căutînd însă o similitudine cu poziţia și evoluţia pe care o au scoarţele de alterare în ariile continentale, o discuție despre alterarea subacvatică ar însemna o analiză a transformărilor chimice și mineralogice suferite de rocile preexistente în contact direct și prelungit cu apa (din rîuri, lacuri și mări).

O parte din factorii de care depinde transformarea substratului vor fi în mod evident aceiași pe care i-am considerat și în procesele subaeriene, cu deosebirea că în această nouă situație contactul permanent dintre „faza minerală“ și „soluţia apoasă“ va accelera desfășurarea reacţiilor. În mediul subacvatic, hidroliza și, uneori, oxidarea sînt procesele cele mai active care strică echilibrul chimic în rocile preexistente și generează neoformaţii. Dificultatea observării directe a acestor transformări și, în general, a aprecierii contextului geologic nu permite o estimare a ponderii pe care alterarea în mediul subacvatic o are în generarea de produse reziduale ; de asemenea, este greu de precizat raportul în care aceste produse se află cu unele „precipitate directe“ din mediul acvatic. De exemplu, în ce măsură glauconitul, oxizii de Mn sau zeoliţii trebuie priviţi ca produse secundare sau ca „precipitate“, cunoscîndu-se foarte bine faptul că toate aceste minerale se pot forma pe ambele căi.

Alterarea submarină sau *halmiroliza* (descrisă sub acest termen de Hummel, 1922), cu ponderea cea mai mare printre procesele de transformare subacvatică, se desfășoară sub controlul unor factori relativ constanţi (salinitatea soluţiilor este ridicată, *p*H-ul alcalin = 8—8,2 și are un caracter se-

lectiv). Variațiile mineralogice la care ne așteptăm sau pe care le sesizăm vor fi determinate de contaminarea apelor marine cu soluții juvenile (în lungul sistemelor de fracturi crustale, a zonelor cu flux termic ridicat, a manifestării unor activități vulcanice submarine etc.) de diversitatea petrografică a substratului sau/și de aportul de oxigen în apele de fund.

Din analiza carotelor extrase din sedimente și roci submarine (Golful Mexic, Oc. Atlantic, Pacificul de est etc.) a rezultat că halmiroliza este activă în raport cu rocile magmatice și metamorfice feldspatice deschise în canioanele marginilor continentale, cu bazaltele de fund oceanic și cu produsele vulcanice acumulate în aceste regiuni (sticle, cenuși).

Alături de feldspați, vor suferi modificări ino- și nesosilicații, care trec în talc și minerale serpentinice, micele feromagneziene (biotitul, de exemplu, care trece în clorit) etc. Concentrația, relativ ridicată în Mg^{2+} a apelor marine dirijează halmiroliza spre substituții de tipul :

Ca — montmorillonit + Mg^{2+} (legat în nivele brucitice) →

Mg — clorite (cu structuri dublu stratificate).

Glauconitul, un mineral autigen frecvent în sedimentele marine, poate fi privit și ca un efect al alterării filosilicaților detritici, cu structură tristratificată, bogați în aluminiu. Elementele necesare pentru formarea glauconitului Fe^{2+}, Fe^{3+}, K^{+} provin din apa mării și înlocuiesc Al^{3+} în momentul în care potențialul redox permite fixarea acestor elemente (la un $Eh = 0$, realizat prin descompunerea substanței organice asociată fracțiunii detritice).

Zeoliții, asociați frecvent cu sticlă vulcanică și lave bazaltice submarine, se consideră și ei a avea o astfel de proveniență „secundară". Ei sînt reprezentați prin analcim, phillipsit-harmotom etc.

Produsele reziduale se vor dezvolta la interfața substrat-apă, sub forma unei „scoarțe de alterare" cu grosimi, de regulă, mai mici decît cele continentale. Evoluția ei este posibilă în ariile în care sedimentarea terigenă lipsește. Efectul unor astfel de procese pe fundul mării este complex. Ionii eliberați prin hidroliză și oxidare se vor recombina cu ionii în exces existenți în soluțiile marine pentru a genera, prin precipitare, alte produse autigene (ortoclorite oxizi de mangan, zeoliți, mice etc.). Astfel, hidroliza, ca proces global, este nu numai un efect al reacțiilor care se petrec în mediul marin între apă și rocă, dar și o cauză a dezechilibrelor chimice în soluții saline.

1.2.3. Soluții naturale și precipitate chimice

Pe lîngă celelalte funcții ale sale, apa constituie și un mediu chimic, un solvent cu compoziție foarte variată, din care elementele care-și ating și depășesc „pragul de saturație" se separă prin precipitare sub formă de compuși minerali.

Apele continentale — din fluvii, lacuri, mlaștini —, precum și cele lagunare sau marine reprezintă soluții naturale cu caracter electrolitic sau coloidal în care se găsesc dizolvate elemente ușor solubile : Li^{+}, Na^{+}, K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} Sr^{2+}, CO_2^{2-}, SO_4^{2-}, NO_3^{1-} și greu solubile Al^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Si^{4+}, P^{5+} sub formă de cationi și anioni. Compoziția lor foarte diferită reflectă tendința către un echilibru chimic, rezultat din interacțiunea hidrosferei cu litosfera și atmosfera (prin procese de alterare, prin evaporare, prin contaminare cu surse juvenile, prin cristalizarea compușilor excedentari etc.).

Trăsăturile petrogenetice ale compuşilor separaţi din astfel de soluţii reflectă, în primul rînd, caracterul coloidal sau electrolitic al mediului din care au provenit şi apoi particularităţile sale chimice (pH, Eh).

Soluţiile electrolitice (ionice sau moleculare) sînt sisteme ultradisperse rezultate prin dizolvarea congruentă şi incongruentă a fazelor minerale ; deşi îndeplinesc condiţia unui sistem omogen, ele prezintă proprietăţi variabile în funcţie de cantitatea de substanţe dizolvate. Elementele chimice frecvent întîlnite în soluţiile electrolitice sînt Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}, Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-.

Coloizii sînt sisteme disperse, aparent omogene, alcătuite din particule cu dimensiuni cuprinse între 10^{-6} şi 10^{-3} mm, care nu permit decantarea lor cînd mediul este în repaus. Această caracteristică face din coloizi, o fază intermediară între suspensii şi soluţii electrolitice. După natura chimică a fazei disperse, coloizii naturali pot fi : de dispersie, moleculari şi „de asociaţie" sau micelari.

Coloizii *de dispersie* au caracter metalic iar particulele fazei disperse sînt alcătuite din atomi identici nelegaţi chimic între ei.

Coloizii *moleculari* sînt hidrofili şi alcătuiţi din particule macromoleculare (atomi uniţi covalent) care se încarcă cu sarcini electrice. Astfel, SiO_2, MnO_2, PbS se găsesc frecvent în mediul apos sub formă de coloizi cu sarcini negative.

Coloizii *de asociaţie* rezultă din gruparea unui număr mare de molecule legate slab prin forţe Van der Waals şi caracterizează elementele chimice greu solubile şi substanţele organice ; ei îmbracă forma compuşilor $Al(OH_3)$, $Fe(OH)_2$, $Cu(OH)_2$ încărcaţi cu sarcini pozitive. În toate tipurile de coloizi mişcarea browniană a particulelor componente încetineşte pe măsură ce diametrul acestora creşte. Orice mediu natural, prin volumul de apă pe care-l reprezintă şi dinamica acesteia în cadrul „bazinului" respectiv, poate îndeplini alternativ sau simultan calitatea de soluţie electrolitică sau soluţie coloidală. Analiza succesiunii produselor precipitate va constitui măsura calităţii mediului chimic care le-a generat.

a. Compoziţia chimică a apelor naturale (fluvii şi mări)

Reţeaua hidrografică ce drenează ariile continentale înmagazinează o foarte bună parte din elementele rezultate prin solubilizare şi hidroliză, şi le transportă în soluţie spre bazinele marine şi oceanice. Cantitatea de substanţe solide anorganice dizolvate în apa unui rîu determină gradul său de mineralizare, care se exprimă în g/m³ şi se poate calcula prin relaţia

$$M = \frac{S \cdot 10^6}{V} \, [\mathrm{g/m^3}]$$

în care : S este cantitatea de substanţe chimice „uscate", în g ;
V — volumul probei, în cm³.

Cantitatea totală de săruri dizolvate în apele fluviale oscilează între 37 şi 8 000 ppm şi se înscrie mult sub conţinuturile apelor marine. Din punct de vedere chimic ele sînt dominate de Ca^{2+}, HCO_3^- şi $H_3SiO_4^-$, o bună parte din compuşii săi provenind direct din atmosferă (astfel pot ajunge în ape, CO_2 şi respectiv HCO_3^-, Na^+, Cl^- şi SO_4^-). În această asociaţie de elemente se poate remarca legătura dintre comportarea Na^+ şi a Cl^-, precum şi legătura dintre conţinutul de K^+ şi SiO_2 şi solubilizarea silicaţilor (tabelul 1.6).

Tabelul 1.6. **Originea și conținutul principalilor cationi și anioni în apele fluviale (valori medii) și în oceane (după Holland, 1984)**

Sursa	Anioni (mag/kg) HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Cationi(meg/kg) Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	m mol/kg SiO_2
Timp de rezidență $\log_{10}(\pi a.o.)$/an	4,5...4,9	6,9	7,9	5,9	7,0	7,7	6,7	3,8
Alterarea								
— silicaților	—	—	—	0,14	0,20	0,10	0,05	0.21
— carbonaților	0,31	—	—	0,50	0,13	—	—	—
— sulfaților	—	0,07	—	0,07	—	—	—	—
— sulfurilor	—	0,07	—	—	—	—	—	—
— clorurilor	—	—	0,16	0,01	0,01	0,11	0,01	—
C. organic	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Atmosfera	0,58	0,09	0,06	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
TOTAL	0,96	0,23	0,22	0,75	0,35	0,26	0,07	0,22
În oceane (ppm)	145	2 712	19 350	412	1 294	10 760	399	

Cunoscînd *gradul de mineralizare* al unei ape curgătoare se poate aprecia debitul substanțelor chimice transportate de acestea (P) și, implicit, cantitățile introduse în bazinele în care se varsă. Astfel:

$$P = \frac{M \cdot Q}{10^3} \text{ [kg/s]}$$

în care: M este gradul de mineralizare, în g/m^3;
Q — debitul de apă, în m^3/s.

Holland (1984) a apreciat rata denudării chimice în ariile continentale la $2{,}2 \cdot 10^{-3}$ g solide/cm^2, ceea ce corespunde cu un transport în soluție al sărurilor solubile efectuat de întreaga rețea hidrografică de pe Glob de cca $42 \cdot 10^{14}$ g/an. Valorile obținute par a fi determinate de natura și reactivitatea substratului, de condițiile climatice din aria bazinului hidrografic respectiv și, mai puțin, de altitudinea reliefului traversat (totuși pentru zonele cu altitudini medii reduse, unde scurgerea este mai lentă, posibilitățile de dizolvare ale rîurilor sînt mai mari).

Apa mărilor și oceanelor, mult mai concentrată în săruri decît apa fluviilor, constituie o soluție de cloruri, bromuri, sulfați, carbonați și foarte puține săruri ale elementelor alcaline și alcalino-pămîntoase. Deosebirile calitative și cantitative între cele două medii — fluviatil și marin — sugerează ideea că sărurile din apele marine nu pot fi considerate rezultatul concentrării prelungite a compușilor deversați prin rețeaua hidrografică; originea lor trebuie legată de contaminarea apelor cu produsele vulcanismului și magmatismului din primele momente de formare și consolidare a crustei terestre, precum și a manifestărilor vulcanice submarine din toată perioada de evoluție a spațiului oceanic; un rol deloc neglijabil l-a avut și schimbul de elemente al hidrosferei marine cu atmosfera.

În constituția apelor marine intră elemente *thalasofile* (Cl, Br, SO_4, B, Na, K, Ca, Mg, Sr) în concentrații care depășesc cantitatea furnizată hidrosferei de alterație și eroziune, și elemente *thalasogene* (Fe, Al, Si, Mn, Se, Mo etc.) legate, în special, de fazele solide care ajung în mediul marin și pe care le eliberează prin hidroliză (v. tabelul 1.7).

Tabelul 1.7. **Concentrația elementelor minore în apele fluviale și apele oceanice (valori medii)**

Elementul	în fluvii g/kg	în oceane g/kg	Timp de rezidență
Ag	0,09	0,008	5
Al	360	2	2
Au	0,010	0,005	5
B	12	—	7
Ba	45	20	4,5
Cu	5,3	0,3	4
Fe	480	2	2
Ga	0,09	0,03	4
Mn	20	0,2	4
Mo	1,8	10	5
Ni	10	0,6	4
P	20	60	4
Pb	4,0	0,03	2,6
Th	0,096	0,0015	2
Ti	8,6	1	—
Zn	45	3	4

Chimismul global al apelor marine și concentrația în săruri a acestora sînt apreciate, în mod curent, prin *salinitate*, care exprimă cantitatea totală de săruri dizolvate la 1 litru de apă de mare cînd toți carbonații au fost convertiți în oxizi, bromurile și iodurile înlocuite prin cloruri și toată materia organică oxidată. Valoarea medie a salinității apelor marine este de 35 g/l și derivă din coexistența următoarelor tipuri de săruri și, respectiv, ioni disociați :

Tabelul 1.8. **Conținutul în săruri al apelor marine**

	Raportat la greutatea apei [%]	Raportat la cantitatea de săruri dizolvate [%]
NaCl	2,72	77,75
MgCl	0,38	10,87
$MgSO_4$	0,17	4,73
$CaSO_4$	0,12	3,60
K_2SO_4	0,09	2,46
$MgBr_2$	0,01	0,21
$CaCO_3$ și altele	0,01	0,34

Compoziția apelor marine se consideră pentru o anumită regiune constantă, întrucît concentrația elementelor chimice se reglează singură în așa fel încît „ieșirile" chimice „precipitările" echilibrează „intrările" într-o perioadă de timp egală cu de cîteva ori *timpul de rezidență*[1] a elementelor în soluție ; elementele cu timpi de rezidență mai mici de 1 000 ani tind să aibă o distribuție eterogenă față de elementele cu timp de rezidență mai mare Na, K, Mg, Ca, Cl, Br = 10^8 ani, HCO_3^- = 10^5 ani) care realizează distribuții omogene ; elementele care intră în ciclurile biologice (Si, P, N) se abat de la această regulă avînd timpi de rezidență mult reduși. Astfel, concentrația acestor ele-

[1] Timpul de rezidență reprezintă raportul dintre cantitatea totală Ao a substanței respective în apa marină și rata dAr.o/dt a aportului rețelei hidrografice. El poate varia de la perioada de amestec a apelor pînă la 10^8 ani (perioada de amestec a apei oceanice în primii 100 m este de 10 ani ; amestecul apelor în adîncime are loc în cca 1 000 ani). De exemplu, pentru Na 260 000 000 ani ; Mg — 12 000 000 ani ; K — 11 000 000 ani ; Ca — 1 000 000 ; Si — 8 000 ani ; Mn — 7 000 ani ; Fe — 140 ani ; Al — 100 ani.

mente este redusă în stratul de apă de la suprafață, în care abundă organismele, crește în apele de adîncime în care reintră din cauza descompunerii oxidante a organismelor și este complicată de transportul fizic al maselor de apă în oceane.

În mod curent însă, față de valoarea medie a salinității apele oceanice și marine prezintă abateri mari, condiționate de zona climatică în care se găsesc (și deci de temperatură și evaporație), de adîncimea la care ne referim, de relația cu marginea continentală unde există un raport substanțial de ape dulci, de prezența lor în vecinătatea sectoarelor de divergență a plăcilor crustale, unde temperatura este mult mai ridicată și aportul de soluții juvenile aproape omniprezent. Din aceste cauze, salinitatea tinde să descrească spre fundul bazinelor la 34‰ dar tot aici să atingă în zonele de rift 175‰ (M. Roșie). Marea Moartă, un bazin închis situat într-o regiune cu evaporație foarte intensă, are la suprafață 200‰, în Marea Roșie S = 40‰, Marea Neagră — un bazin semiînchis care beneficiază de aportul a două fluvii, Dunărea și Nistrul, are o salinitate de 18—22‰, iar Marea Caspică, bazin intracontinental, are S = 1—15‰. Pentru a ne apropia cît mai mult de situațiile naturale care controlează diversitatea produselor chimice separate din soluții, s-a încercat o grupare a mediilor naturale după concentrația lor în săruri, în diferite „faciesuri de salinitate". Astfel, au fost separate:

0—0,5‰ — facies *dulcicol*, în ape curgătoare și lacuri;
0,5—5‰ — facies *oligohalin*, în lacuri și unele mări închise;
5—16,5‰ — facies *salmastru*, în unele mări marginale sau închise, (Marea Caspică);
16,5—30‰ — facies *brachihalin*, în mări semiînchise (M. Neagră);
30—50‰ — facies *marin* propriu-zis, în mări și oceane;
>50‰ — facies *hipersalin* (sau lagunar), în glofuri și lagune (G. Persic, Coorong Lagoon etc.).

b. Autigeneza prin precipitare chimică

Separarea compușilor anorganici și formarea mineralelor autigene din soluții naturale — coloidale sau electrolitice — reprezintă un proces de esență chimică și urmează aceleași legi, indiferent de originea și natura fluidelor (juvenile sau meteorice, fluviatile sau marine); pentru acest motiv pot exista unele similitudini structurale și texturale între produsele endogene și cele exogene (de exemplu, între agregatele silicioase formate prin precipitare din soluții marine și cele depuse din soluții hidrotermale subacvatice sau între zeoliții autigeni și cei vulcanogeni etc.).

În domeniul sedimentar, procesele de autigeneză sînt larg răspîndite și vizează atît formarea unor edificii petrografice de origine chimică bine individualizate în coloanele litologice (calcare, evaporite, fosforite, silicolite) cît și depunerea din soluții interstițiale a cimentului ce leagă clastele sedimentelor detritice (calcit, gips, apatit, calcedonie) (vezi și capitolul „Procese postdepoziționale").

Depunerea mineralelor autigene sub formă de geluri sau agregate cristaline este strict controlată de concentrația în săruri a soluțiilor, de *p*H-ul, *Eh*-ul și temperatura lor de evaporație, precum și de factori geologici, cum ar fi: volumul și adîncimea apei în bazin, gradul de deschidere a acestuia spre ocean, circulația apelor și poziția bazinului în raport cu factorii de climă.

Coagularea coloizilor. Precipitarea soluțiilor coloidale și pierderea stabilității coloizilor se realizează atunci cînd energia superficială a particulelor (E_s) — ca expresie a produsului dintre tensiunea superficială (σ) și suprafața

particulei (A) (adică $E_s = \sigma \cdot A$), tinde să crească peste o limită admisă. Acest lucru se petrece prin neutralizarea sarcinilor electrice (în contact cu soluții care determină alăturarea particulelor coloidale) sau prin evaporarea mediului de dispersie, adesea în corelație cu creșterea temperaturii.

Trecerea bruscă a soluțiilor coloidale dintr-o stare în alta — de exemplu, la transferul acestora din rețeaua hidrografică în bazinele marine bogate în electroliți — grăbește evident depunerea lor și face, din zonele deltaice și cele litoral-neritice, spații oportune pentru concentrarea gelurilor de Al, Fe, Mn, Si. Un fenomen similar poate avea loc la întîlnirea a două mase de apă cu temperaturi diferite; de asemenea, o cantitate mare de suspensii în bazinul în care ajung coloizii poate declanșa coagularea acestora (în special, a celor de Fe și Si).

Acumularea centrilor de coagulare conduce la mase gelatinoase cu structură corpusculară sau fibroasă, întotdeauna cu priorități izotrope, puternic adsorbante și bogate în molecule de apă. Morfologia „corpurilor de gel" este întotdeauna specifică, mamelonară, reniformă, cu suprafețe rotunjite și, adesea, lucioase. Afinitatea unor microelemente (U, Th, Cu, Pb) față de astfel de produse este o expresie a proprietăților lor aditive (adsorbante).

Percipitarea soluțiilor electrolitice. Elementele chimice disociate în soluție pot reacționa între ele pentru a forma compuși minerali atunci cînd ating simultan o anume concentrație și soluția devine suprasaturată[1]. Condiția valabilă la un moment dat pentru un anume compus, de exemplu, pentru carbonați, nu este suficientă pentru altul, de exemplu pentru sulfați. Aceasta înseamnă că în mediu natural „pragul de saturație" pentru diversele săruri ce-i determină compoziția chimică se va atinge progresiv, iar separarea lor din soluție, prin cristalizare, se va realiza succesiv, într-o ordine care întotdeauna este invers proporțională cu ordinea de solubilizare. Acest prag de saturație, pentru un anume produs, poate fi atins prin creșterea concentrației în soluție (deci prin adaos din afara sistemului, prin ridicarea temperaturii și evaporarea soluției, prin modificări esențiale ale condiției de pH și Eh) în raport cu care, în condițiile inițiale ale intrării sale în soluție, produsul respectiv este stabil (de exemplu $CaCO_3$ disociază în soluții acide și reprecipită din soluții alcaline).

Figura 1.30 redă ordinea ideală de precipitare a compușilor autigeni în acord cu scăderea treptată a volumului de apă în bazin, ca o condiție esențială pentru atingerea pragului de saturație în cazul sulfaților și a clorurilor (fig. 1.31).

O asemenea succesiune, care cuprinde oxizi, hidroxizi, silice — ca geluri — și apoi fosfați, carbonați, sulfați de calciu, halit, kainit, carnalit, silvină, bischofit — ca minerale autigene cristalizate — s-ar putea realiza în condiții ideale dacă bazinul în care are loc precipitarea ar fi foarte stabil, ar fi lipsit de aport terigen și ar fi supus continuu unei evaporări care să modifice concentrația sărurilor în soluție. În natură, astfel de situații se consideră accidentale, iar coloanele litologice din formațiunile sedimentare surprind, de

---

[1] Soluția suprasaturată conține o cantitate mai mare de substanță dizolvată decît cea corespunzătoare solubilității ei în condițiile date și reprezintă întotdeauna un sistem chimic instabil; excesul de substanțe poate cristaliza brusc și în cantitate mare.

O soluție saturată — care conține dizolvată cantitatea maximă dintr-o substanță — nu este întotdeauna și o soluție concentrată; dacă solubilitatea substanței respective este foarte redusă — cazul SiO_2, 6 ppm în fluvii — soluția saturată poate fi foarte diluată.

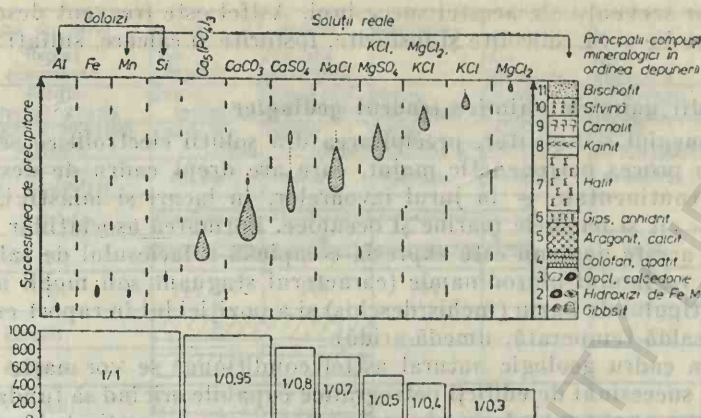


Fig. 1.30. Ordinea ideală de precipitare a mineralelor autigene în raport cu volumul apei în bazin.

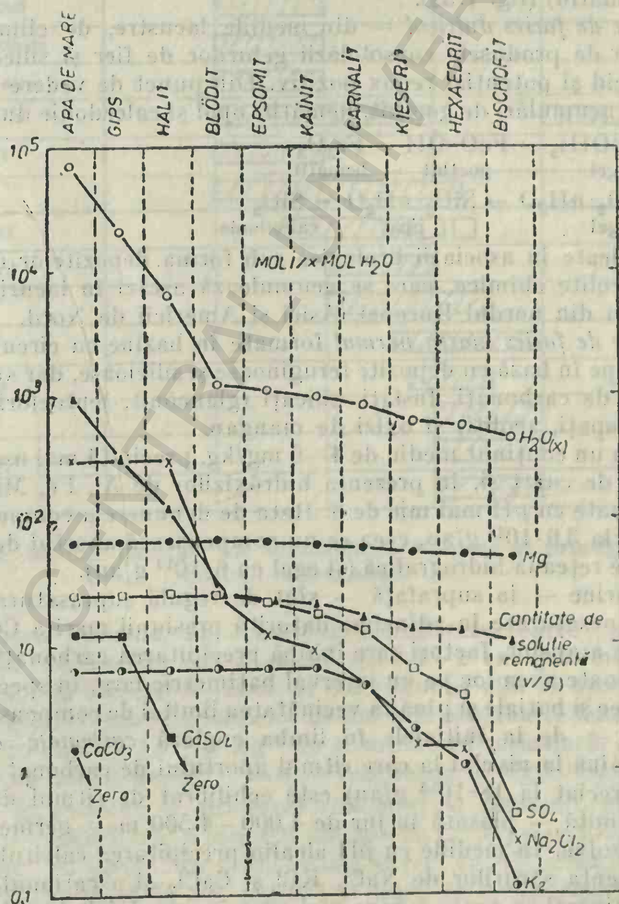


Fig. 1.31. Compoziția apelor oceanice și începutul precipitării sulfaților și clorurilor în condiții izoterme (la 25°C).
(!) În loc de hexaedrit se citește hexahidrat.

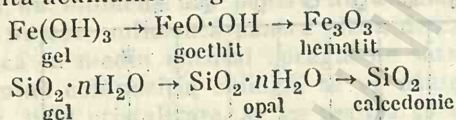
regulă, doar secvențe ale acestei succesiuni. Astfel este frecvent descrisă asociația dintre Fe și Si, silicolite și fosforite, fosforite și calcare, sulfați și cloruri etc.

c. Medii naturale chimice (cadrul geologic)

În domeniul sedimentar, precipitarea din soluții electrolitice se circumscrie ca un proces petrogenetic major, care are drept cadru de desfășurare, atît ariile continentale — în jurul izvoarelor, în lacuri și mlaștini, în zone lagunare — cît și bazinele marine și oceanice. Formarea asociațiilor minerale chimice în aceste domenii este expresia complexă a faciesului de salinitate a apelor și a regimului hidrodinamic (caracterul stagnant sau mobil al lor) și, implicit, a tipului de bazin (închis/deschis) și a poziției lui în raport cu factorii de climă (caldă-temperată, umedă-aridă).

Într-un cadru geologic natural astfel condiționat se vor naște asociații minerale și succesiuni de edificii petrografice capabile oricînd să fundamenteze reconstituirea unui context chimic care, astăzi, este generalizat din punct de vedere sedimentologic în cinci medii ale sedimentării autigene : lacustru (în climat umed), marin normal, marin restrictiv, lacustru în climat arid și euxinic (lagunar sau marin) (fig. 1.32).

Asociațiile de facies dulcicol — din mediile lacustre, de climat umed — sînt dominate de produsele consolidării gelurilor de fier și silice din soluții cu pH slab acid și potențial redox pozitiv. Din punct de vedere mineralogic, ele reprezintă acumulări de goethit, hematit, opal și calcedonie după reacțiile :



$$\underset{\text{gel}}{Fe(OH)_3} \rightarrow \underset{\text{goethit}}{FeO \cdot OH} \rightarrow \underset{\text{hematit}}{Fe_3O_3}$$

$$\underset{\text{gel}}{SiO_2 \cdot nH_2O} \rightarrow \underset{\text{opal}}{SiO_2 \cdot nH_2O} \rightarrow \underset{\text{calcedonie}}{SiO_2}$$

și sînt identificate în asociații litologice sub forma depozitelor de ferilite și, respectiv, silicolite chimice, care se acumulează astăzi în lacurile situate la latitudini mari din nordul Europei, Asiei și Americii de Nord.

Asociațiile de facies marin normal formate în bazine cu circulație permanentă pot începe în bază cu depozite feruginoase și silicioase, dar sînt dominate de ocurențele de carbonați, fosfați, silicați (glauconit, leptoclorite, minerale argiloase, feldspați, zeoliți) și oxizi de mangan.

Silicea, cu un conținut mediu de 4—6 mg/kg, precipită mai ușor sub formă de opal decît de cuarț și, în prezența hidroxizilor de Al, Fe, Mn, Mg, chiar din soluții diluate cu pH mai mic de 8. Rata de depunere a compușilor amorfi este apreciată la $3{,}6 \cdot 10^{14}$ g/an, ceea ce nu compensează aportul de SiO_2 introdus în mare de rețeaua hidrografică (și egal cu $6 \cdot 10^{14}$ g/an).

Apele marine — la suprafață — sînt de regulă suprasaturate în calcit și aragonit și nesaturate în adîncime datorită presiunii mari a CO_2 și temperaturii scăzute a apelor, factori care inhibă precipitarea carbonaților. Precipitarea $CaCO_3$ poate avea loc pe un interval batimetric larg, în special în zonele litorale, neritice și batiale și pînă în vecinătatea limitei de compensație a carbonaților (CCD — de la inițialele în limba engleză *carbonate compensation depth*), adică pînă la nivelul la care ritmul aportului de carbonat din zona de suprafață (apreciat la $18 \cdot 10^{14}$ g/an) este echilibrat de ritmul dizolvării lui. Sub această limită — plasată în jur de 4 000—4 500 m — germenii de calcit încep să se dizolve. În mediile cu pH alcalin precipitarea calcitului este catalizată de precența sărurilor de NaCl, KCl și $CaCl_2$ și a cationului Mg^{2+} ; de aceea, acest mineral se poate separa mai ușor în ape dulci. În schimb, aragonitul precipită mai repede în prezența Mg^{2+} și este un constituent frecvent în apele marine din zonele calde. Rata de depunere a carbonaților în astfel

Tipul de bazin	închis	deschis	semi-închis		
Regimul hidrodinamic	Ape stagnante	Circulație permanentă		Ape stagnante	Ape stagnante
Poziția tectostructurală	Cratonic continental	Margine continentală+ocean	Margine continentală	Cratonic margine continentală	Intracratonic
MEDIUL SEDIMENTĂRII AUTIGENE	LACUSTRU umed	MARIN normal	MARIN RESTRICTIV	LACUSTRU arid-lagunar	EUXINIC lacustru-marin
Faciesul de salinitate	dulcicol	marin	hipersalin	hipersalin	salmastru
Salinitatea					
pH	6	8		9	6÷7,8
Eh	(+), (−)	(+)	(+)	(+)	(−)
Hematit					
Calcedonie					
Piroluzit					
Apatit					
Sulfuri					
Glauconit					
Leptoclorite					
Hidromice					
Smectite					
Zeoliți					
Calcit					
Dolomit					
Anhidrit					
Gips					
Halit					
Silvina					
Borați Na					
Carbonați Na					
Sulfați Na					

Fig. 1.32. Mediile naturale ale sedimentării autigene și principalele asociații de minerale.

de zone (regiunea Bahama, de exemplu), considerate foarte „productive", poate atinge 50 mg/cm²/an sau o medie de 0,4–2 cm grosime/1 000 ani. În ciuda faptului că alături de calcit, și dolomitul se află în apa de mare la limita de saturație, creșterea cristalelor de dolomit este foarte lentă din cauza dificultății de ordonare a Ca^{2+} și Mg^{2+} în structura sa reticulară, adesea inhibată de hidroliza ionilor de Mg^{2+}, care se blochează în $Mg(OH)_2$.

Colofanul și apatitul — produsul clolomorf și respectiv cristalizat al fosfatului de Ca — precipită în condiții similare cu $CaCO_3$ și de aceea formează frecvent asociații cu acesta. În apele adînci și reci cu *p*H scăzut, conținutul în P_2O_5 este ridicat (pînă la 300 mg/m³) și scade în apele superficiale (pînă la 1–50 mg/m³), unde sînt create condițiile pentru precipitarea celor două minerale (la scăderea P_{CO_2} și ridicarea temperaturii).

Investigațiile din ultimii ani au completat mult imaginea despre posibilitățile de precipitare autigenă a silicaților. Sedimentele marine actuale din zonele neritice, dar în special, abisale, conțin numeroase minerale autigene: glauconit, sepiolit, paligorskit, talc, chamosit, montmorillonit și illit, zeoliți (phillipsit și clinoptilolit), albit. Ele se separă în condițiile unui *p*H alcalin și în funcție de starea cationilor legați în rețea, în condiții variabile ale *Eh*-ului. Astfel, glauconitul este un indicator tipic pentru un *Eh* foarte apropiat de zero, în care ar putea fi stabilit — simultan — cei doi cationi de Fe^{2+} și Fe^{1+} din rețeaua sa; în aceste condiții rata de sedimentare este mai mare decît pentru mulți alți silicați. Pentru zeoliți, de exemplu, este apreciată o rată de 0,1 g/cm^2/1 000 ani.

Mediul marin actual se dovedește a fi foarte favorabil pentru separarea pe cale chimică a oxizilor de mangan sub formă de piroluzit (MnO_2), psilomelan ($BaMn^{2+}Mn^{4+}O_{16}(OH)_4$), todorokit ($MnO_2 \cdot Mn(OH)_4$. Reacția de depunere a MnO_2, în mediu cu potențial redox pozitiv, este catalizată de prezența cationilor de Fe^{3+} și a fracțiunii clastice (piro- sau epi-) și se desfășoară foarte lent. Rata de depunere a compușilor respectivi este de ordinul milimetrilor la 100 000—1 000 000 ani.

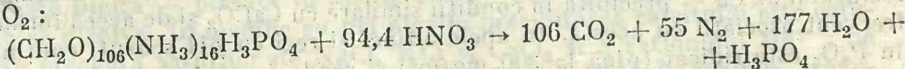
Dintre toate aceste minerale, un rol petrogenetic important îl au silicea, carbonații, fosfații și oxizii de mangan, care, prin acumulare prelungită, generează roci silicioase, calcare de precipitație, fosforite și, respectiv, noduli polimetalici; restul compușilor menționați reprezintă o fracțiune autigenă care se asociază cu sedimentele pelitice de fund oceanic.

Asociațiile faciesului hipersalin din mediile marine cu circulație restrictivă (ocazională) și respectiv ale celor lagunare (sau lacuri din zone aride) cuprind toată gama de minerale evaporitice — sulfați (gips și anhidrit), halit și săruri delicvescente (silvină, carbonați și sulfați de Na și Mg) care repauzează ocazional pe calcare sau dolomite. Cristalizarea acestor minerale sugerează alcalinitatea crescută a apelor în bazin ($pH > 7-8$) și întotdeauna potențial redox pozitiv. Precipitarea sulfaților și clorurilor — la 25°C — poate începe (după Braitsch) cînd volumul apei în bazin se reduce prin evaporare și atinge o concentrație (salinitate) de:

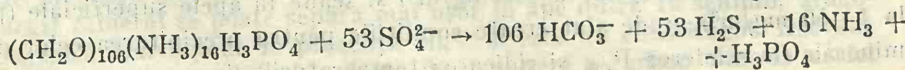
3,4 ori și $S = 120‰$, pentru a se separa $CaSO_4 \cdot 2\,H_2O$;
11 ori și $S = 385‰$ pentru a se separa NaCl;
60 ori și $S = 2\,100‰$ pentru a se separa KCl și $MgCl_2$.

Acest lucru ilustrează clar gradul de nesaturare în aceste săruri a apei de mare. Rata de acumulare a mineralelor evaporitice este apreciată după exemplul, de excepție, al Golfului Kara Bugaz la 500 cm/1 000 ani sau $1.3 \cdot 10^8$ t/an.

Mediul euxinic se conturează astăzi prin informația abundentă obținută din analiza sedimentelor de pe fundul Mării Negre — vestitul Pontus Euxinus — ca un domeniu particular al sedimentării chimice, condiționat de stagnarea apelor și caracterul ei anoxic, acumularea substanței organice și generarea, în aceste condiții, a H_2S. Mediul este reducător, acid sau alcalin și din punct de vedere chimic generator de sulfuri. În astfel de condiții, curenții verticali "aducători" de oxigen lipsesc, substanțele organice care se acumulează conțin C, N și P (în proporție de 106 : 16 : 1), iar reacțiile chimice pe care le determină consumă tot oxigenul preexistent și eliberează azot, hidrogen sulfurat și CO_2:



$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 94{,}4\,HNO_3 \rightarrow 106\,CO_2 + 55\,N_2 + 177\,H_2O + H_3PO_4$$



$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53\,SO_4^{2-} \rightarrow 106\,HCO_3^- + 53\,H_2S + 16\,NH_3 + H_3PO_4$$

Reducerea sulfaţilor la sulfuri este influenţată de cantitatea de materie organică din care pentru acest proces se consumă 15—45%. În mediile euxinice sulfurile care se formează — pirită, galenă, blendă, calcopirită (dacă există ioni disponibili de Fe^{2+}, Pb, Zn, Cu) — şi mineralele argiloase existente pentru adiţionarea Mo, Cu şi U (pînă la 0,005—0,010%). Ca o expresie a condiţiilor în care pot precipita, sulfurile autigene se asociază frecvent cu mîlurile negre şi, respectiv, cu argile şi, mai rar, cu gresii şi calcare.

d. Criterii de identificare şi semnificaţii geologice

Produsele de origine chimică contrastează prin caracterele lor petrografice cu celelalte formaţiuni sedimentare şi se individualizează printre cele de origine marină sau lacustră prin limite nete ce ilustrează schimbarea bruscă a condiţiilor de mediu. Astfel de produse sînt definite prin constituţii mineralogice omogene şi uniforme ; din punct de vedere chimic, ele formează acumulări de carbonaţi, sau de sulfaţi, sau de halogenuri sau de fosfaţi etc., schimbînd prin aceasta chimismul apelor care le-au generat şi echilibrul atins la un moment dat între „soluţie" şi „faza minerală" dizolvată.

În asemenea agregate, constituenţii minerali au caracter autigen şi se recunosc prin :

— structura lor amorfă (dacă reprezintă geluri) sau cristalină ;

— morfologia cristalelor, dominată de forme euhedrale şi subhedrale (dacă forţa de cristalizare a speciilor minerale este ridicată, de exemplu, la dolomit) şi anhedrale (la minerale cu forţă de cristalizare redusă — la calcit, halit etc. ; mai puţin frecvente dar întotdeauna semnificative prin morfologia lor sînt agregatele sferulitice sau fibros radiare (de calcedonie, zeoliţi, aragonit etc.) ;

— contactul dintre cristale, care este liniar sau sutural, întotdeauna asemănător cu cel realizat prin blasteză (în rocile metamorfice — în cuarţite, de exemplu) sau cristalizare fracţionată (în rocile magmatice plutonice sau subvulcanice (granite, sienite, aplite) ;

— incluziunile, cînd sînt prezente au o distribuţie zonară, paralelă cu feţele cristalelor şi o constituţie identică cu cea a fracţiunii alogene care impurifică agregatul (carbonatică, argiloasă etc.) ;

— pseudomorfozele şi coroanele de reacţie sînt proprii compuşilor autigeni formaţi secundar, prin reacţie cu un produs primar instabil, în prezenţa unei soluţii cu chimism net diferit (de exemplu, ocurenţele de silice — calcedonie sau opal — în testele carbonatice ale unor foraminifere ; înlocuirea feldspaţilor plagioclazi detritici prin calcit ; substituţia carbonaţilor prin colofan etc.) ;

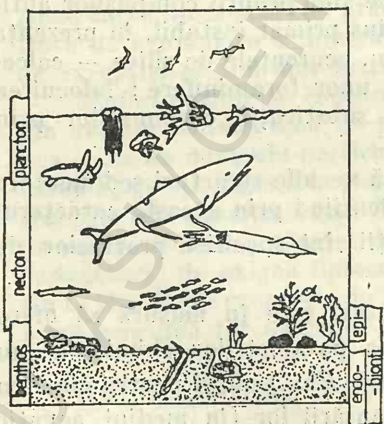
— mineralele de neoformaţie intersectează vechile structuri sedimentare (suprafaţa laminelor sau a unui bioclast), evidenţiind prin aceasta caracterul lor secundar, postdepoziţional. Astfel de relaţii sînt specifice proceselor de autigeneză din timpul diagenezei.

Analiza corelată a tuturor acestor trăsături este în măsură să ofere informaţii preţioase atît pentru reconstituirea parametrilor chimici ce au definit mediul respectiv (valoarea salinităţii, *p*H, *E*h...) cît şi pentru cinetica reacţiilor desfăşurate sau a momentului declanşării lor (în mediul acvatic propriu-zis) sau în raport cu sedimente detritice, postdepoziţional, din soluţii interstiţiale.

1.3. PROCESE BIOTICE

De la apariţia formelor de viaţă pe Pămînt — în urmă cu 2,5 miliarde ani — şi de la diversificarea lor în momente imediat următoare, procesele exogene de la suprafaţa scoarţei terestre au căpătat noi valenţe. Activitatea biotică (vegetală şi animală) a imprimat trăsături specifice mediilor de sedimentare şi a constituit, pentru procesul de sedimentare în sine, o sursă constantă şi variată de material. Adaptate la condiţii foarte diferite de mediu, situate, practic, în toate zonele climatice şi circumscrise atît ariilor continentale cît şi bazinelor marine şi oceanice, organismele au înregistrat în lanţul lor filogenetic trăsături şi mecanisme fiziologice capabile să permită plasarea lor în contextul în care au evoluat. Astfel, alături de produsele mecanice şi chimice, produsele biotice vor putea servi întotdeauna la reconstituirea paleomediilor sedimentare.

În raport cu substratul pe care trăiesc şi consecinţele pe care acest aspect îl are în sedimentogeneză, organismele vegetale şi animale pot fi *sesile* (sedentare sau fixate de substrat) şi *vagile* (libere) ; ele îşi concentrează activitatea fie la suprafaţa unui sediment (organismele *epifaunale*), fie în interiorul acestuia (organismele *infaunale*). Vieţuitoarele libere formează, la rîndul lor, populaţii bentonice adaptate la viaţa de fund şi populaţii planctonice (pelagice) adaptate la viaţa de larg (fig. 1.33).



BENTOS – Substrat moale – Infauna (Endobionti)	BENTOS – Substrat moale – Epifauna (Epibionti)	BENTOS – Substrat coeziv (dur) – Epifauna (Epibionti)	PLANCTON	
	+	+ +	+ + +	Foraminifere
			+ + +	Radiolari
		+ +		Spongieri
		+ +		Corali
		+ +		Briozoare
+ +	+	+		Brachiopode
+ +	+			Bivalve
+ +	+			Gastropode
+ +	+	+	+	Anelizi
	+		+	Ostracode
+	+			Arthropode
+			+	Echinoderme
	+	+	+	Chlorophyta
	+	+	+	Cyanophyta
				Rhodophyta

Fig. 1.33. Principalele grupe de organisme animale şi vegetale şi modul lor de viaţă în raport cu substratul.

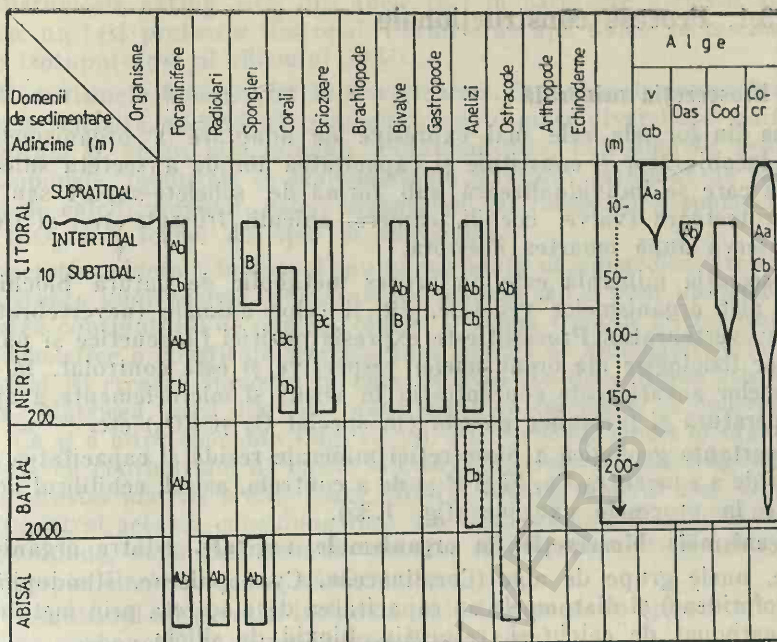


Fig. 1.34. Distribuţia batimetrică în domeniul marin a principalelor grupe de organisme şi procesele biotice desfăşurate: *Bc* — bioconstrucţii; *Aa* — acreţie algală; *Cb* — cimentare biotică; *Ab* — acumulări de bioclaste; *B* — bioturbaţii, perforaţii (±) fără semnificaţie; Alge verzi *(v)*, albastre *(ab)*, Dasycladaceae (Das), Codiacee *(Cod)*, Coralinaceae crustoase *(Co-cr)*.

În cadrul ariilor continentale sau bazinelor marine, activitatea biotică a contribuit, direct sau indirect, la formarea unor depozite sedimentare. În ariile continentale, dezvoltarea vegetaţiei — în special — a însemnat o sursă pentru depozitele de cărbuni şi, indirect, un regulator al conţinutului de gaz din atmosferă (O_2, CO_2). Instalarea vegetaţiei în partea superficială a scoarţei de alterare şi fixarea, aici , a unor procese biotice microbiene au contribuit la formarea păturii de sol.

Existenţa vieţii în cadrul bazinelor marine şi oceanice a însemnat, însă, principala cale de diversificare a proceselor sedimentare şi o condiţie pentru acumularea hidrocarburilor şi rocilor organogene carbonatice silicioase sau fosfatice.

Interacţiunea care s-a stabilit între organisme şi substratul pe care acestea şi-au desfăşurat activitatea — adesea un sediment — a condus la modificări structurale de anvergură, capabile să puncteze în succesiunea unor astfel de depozite momente de întrerupere a sedimentării, momente de subsistenţă în aria bazinului, trăsături batimetrice ale acestora sau condiţii hidrodinamice (fig. 51).

Dintre activităţile biotice cu implicaţii petrogenetice şi sedimentogenetice distingem: 1) procese construcţionale, generatoare de produse sedimentare, cum ar fi biosecreţia minerală, acreţia algală şi cimentarea biotică, bioconstrucţia coralgală, procesele geobacteriene şi 2) procese distructive, generatoare de detritus organogen, prin distrugerea scheletelor şi modificarea unor structuri sedimentare preexistente, prin bioturbaţie.

1.3.1. Procese construcționale

a. Biosecreția minerală

Una din formele cele mai expresive de adaptare a organismelor la mediul înconjurător o constituie și capacitatea lor de a secreta substanțe minerale care se individualizează sub formă de schelete-suport sau învelișuri protectoare (valve, cochili, camere, spiculi, frustule etc.) și care se pot conserva după moartea acestora.

Biosecreția minerală este un proces metabolic de natură biochimică, propriu atît organismelor vegetale, cît și celor animale (nevertebrate și, respectiv, vertebrate). Procesul este expresia poziției filogenetice și particularităților fiziologice ale organismelor respective și este controlat, în cazul organismelor acvatice, de concentrația în săruri și microelemente a apelor, de temperatură și presiunea gazelor (în special O_2 și CO_2) etc.

Importanța geologică a biosecreției minerale rezidă și capacitatea organismelor de a concentra Ca, Si și P și de a controla, astfel, echilibrul acestor elemente în procesele exogene (fig. 1.35).

Mecanismele biosecreției la organismele vegetale. Dintre organismele vegetale, unele grupe de alge (Coralinaceae, Cyanophiceae, Rhodophiceae, Coccolitoforideae) și diatomeele au capacitatea de a secreta prin metabolism celular carbonat de calciu și, respectiv, bioxid de siliciu.

Calcifierea internă la Coralinaceae (g. *Halimeda*) și Rhodophiceae este legată de morfologia celulei și de absorbția și asimilarea metabolică a carbonaților și se manifestă prin apariția unor centri de cristalizare de dimensiuni micronice de la peretele extern al celulei spre interiorul său (fig. 1.36). Simultan cu creșterea germenilor de calcit, algele roșii au tendința să concentreze diverse microelemente, cum ar fi : Ti, W, Rb, Cs, Sr, Ba.

Calcifierea extracelulară este specifică algelor verzi din grupul Coralinaceelor și Dasicladaceelor și se manifestă prin depuneri de aragonit în timpul fotosintezei și extracției CO_2 din apă ; în aceste momente echilibrul carbonatic se strică și are loc depunerea $CaCO_3$ pe suprafața talului.

Grupe de organisme / Constituenți mineralogici	Alge	Protozoare	Spongieri	Celenterate	Briozoare	Brahiopode	Moluște	Artropode	Echinoderme	Hemicordate
CARBONAȚI										
- Aragonit	×	×		×	×		×	×		×
- Calcit	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
- Aragonit + calcit				×	×		×	×		
- Vaterit							×			
- Protodolomit									×	
SILICE										
- Opal	×	×	×							
FOSFAȚI										
- Dahlit							×			
- Francolit							×			
- Hidroxiapatit						×				

Fig. 1.35. Principalele grupe de organisme și compoziția mineralogică a părților lor scheletice.

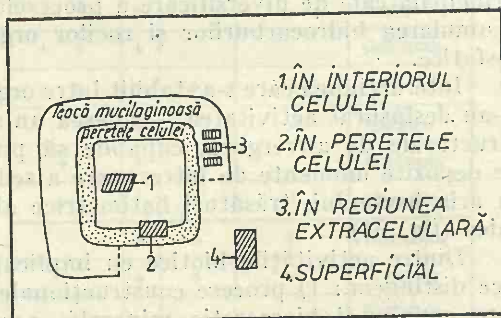


Fig. 1.36. Germinarea cristalelor de $CaCO_3$ în cadrul celulei algale [21].

Diatomeele extrag SiO_2 din apele reci în care este dizolvat şi-şi construiesc un test protector din opal. Formele de apă dulce au tendinţa de a reţine izotopul uşor al siliciului (^{28}Si).

Mecanismele biosecreţiei la nevertebrate. Organismele nevertebrate, faţă de toate celelalte, secretă părţi scheletice de o mare diversitate morfologică, structurală şi, chiar, mineralogică. Foraminiferele, hidrozoarele, briozoarele, brachiopodele, moluştele şi echinodermele precipită carbonat de calciu sub formă de calcit, aragonit, calcit magnezian, iar radiolarii şi spongierii precipită SiO_2 sub formă de opal şi calcedonie.

Secreţia minerală în corpul sau la suprafaţa organismelor este catalizată de existenţa unor enzime (anhidraza carbonică) sau a unor aminoacizi şi de creşterea conţinutului de oxigen celular. O primă treaptă în construcţia părţilor scheletice o constituie secreţia unei matrici de aminoacizi prin care organismul îşi creează suportul pe care va avea loc dezvoltarea cristalelor de $CaCO_3$. Matricea joacă des rolul unui agent de calcifiere, ce controlează difuzia Ca şi a altor elemente (Mg, Cr, Si, P) în corpul moale al organismului şi creşterea conţinutului de calcit sau de calcedonie. Se poate spune deci că forma acestei matrici prefigurează viitorul înveliş mineral (fig. 1.37). Hare a demonstrat această conexiune încă din 1963, analizînd cochilii de bivalve şi gastropode, după care nenumărate alte studii, stimulate de progresele în microscopia electronică, au confirmat-o.

Mecanismul biosecreţiei include o serie de procese complexe care, în cazul sintezei carbonaţilor, urmează reacţii de tipul



$$Ca^{2+} + 2\,HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$$



$$Ca^{2+} + SO_4^{2-} + (NH_4)_2 \cdot CO_3 \rightarrow CaCO_3 + (NH_4) \cdot SO_4$$

În funcţie de poziţia taxonomică (filogenetică) a diverselor organisme, absorbţia se poate face simultan cu Mg şi Sr, cum este cazul la corali, sau se realizează selectiv (fără Mg, Sr), generînd cochilii foarte pure (cazul valvelor de moluşte).

Chave şi Chillingar au constatat că raportul Ca : Mg din testurile unor organisme este controlat de temperatură, salinitatea mediului şi mecanismele de creştere ; de asemenea, a fost sesizată corelaţia pozitivă între aragonit şi temperatură pentru speciile mari ale unor lamelibranhiate (g. *Mytilus*) şi lipsa acesteia la speciile mici.

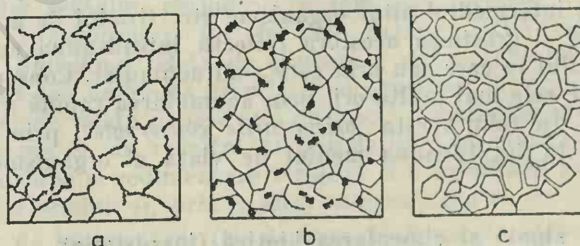


Fig. 1.37. Stadii de depunere a germenilor cristalini pe o matrice de proteine în cadrul unei părţi scheletice de natură minerală (x 10 000). Imagine la microscopul electronic.

Urmărindu-se natura aragonitică sau calcitică a unor cochilii în legătură cu gradul de salinitate a apelor în care trăiesc organismele respective, s-a putut constata că în apele dulci anumite specii secretă aragonit iar, pe măsura creşterii gradului de salinitate a apelor, secreţia biochimică a organismelor conduce la cochilii dominant calcitice.

Compoziţia izotopică a principalelor elemente — C şi Si — din constituţia unor teste poate avea şi ea semnificaţii genetice.

Dintre izotopii stabili ai carbonului ^{12}C se concentrează în carbonaţii de natură organogenă, ceea ce face ca raportul izotopic $^{12}C/^{13}C$ să fie întotdeauna mai mare în calcarele organogene ($^{12}C/^{13}C = 90,4-93$) decît în cele de precipitaţie chimică ($^{12}C/^{13}C = 88-89$). Pentru izotopii siliciului s-a stabilit tendinţa de concentrare a izotopului greu ^{30}Si în formele de apă sărată — radiolari şi spongieri.

Mecanismele biosecreţiei la vertebrate. În lumea vertebratelor biosecreţia minerală stă la baza formării oaselor şi a dinţilor. La originea ţesutului osos stau moleculele de *colagen* — o substanţă organică cu structură în lanţ, alcătuită din segmente de aminoacizi legate prin legături de hidrogen. O asemenea moleculă atinge lungimi de 3 000 Å şi un diametru de 14 Å şi intră în constituţia matricei organice care se organizează în grupări de proteine capabile să concentreze cationi (Ca^{2+}) şi anioni (PO_4^{3-}, CO_3^{2-}) în poziţii specifice ce prefigurează — şi aici — structura viitorului ţesut osos. Treptat, pe fondul moleculelor de colagen apar nuclei de hidroxiapatit — principalul compus mineral al oaselor — care asigură conservarea lor în depozitele fosile.

Procesele metabolice capabile să genereze părţi scheletice de natură minerală, rezistente la acţiunea distructivă a factorilor mecanici şi chimici, asigură conservarea şi transmiterea în timp a numeroase caractere filogenetice prin care putem reconstitui întreaga istorie a lumii vii. În acelaşi timp, biosecreţia minerală se dovedeşte a fi o sursă importantă de „particule" sedimentare : *material scheletal* sau *bioclaste* (termen general prin care se defineşte totalitatea părţilor minerale din organisme — taluri frustule, valve, cochilii, spiculi, schelete, oase, dinţi etc.). După moartea organismelor, bioclastele se acumulează şi intră în constituţia depozitelor organogene de natură carbonatică, silicioasă sau fosfatică, de aceea denumite depozite şi roci bioclastice.

Concentrarea bioclastelor poate corespunde unei *biocenoze*, cînd provine de la asociaţia faunistică din acel loc sau poate fi construită din resturi de organisme din locuri diferite, cînd se vorbeşte de „orizonturi condensate" sau structuri de condensare. Concentrarea are cauze variate : lipsa sedimentării terigene, depunerea gravitaţională, transportul prin curenţi acvatici, acumulare prin intermediul altor organisme etc. Gradul de articulare a bioclastelor, forma şi grosimea acestora reflectă întotdeauna energia hidrodinamică a mediului în care sau prin care s-au acumulat. Conservarea bioclastelor are loc, de cele mai multe ori, prin acumularea rapidă a unui material terigen pelitic. În felul acesta *„orizonturile conservate"*, prin caracterul lor autohton, reflectă întotdeauna mediul de viaţă al organismelor respective (fig. 1.38).

b. Acreţia algală şi cimentarea biotică (încrustaţia)

Algele, alături de capacitatea lor de a secreta carbonat de calciu, constituie şi un mediu „capcană" pentru suspensiile aflate în imediata lor vecinătate. În regiunile calde tropicale şi subtropicale şi în apele aerate de mică

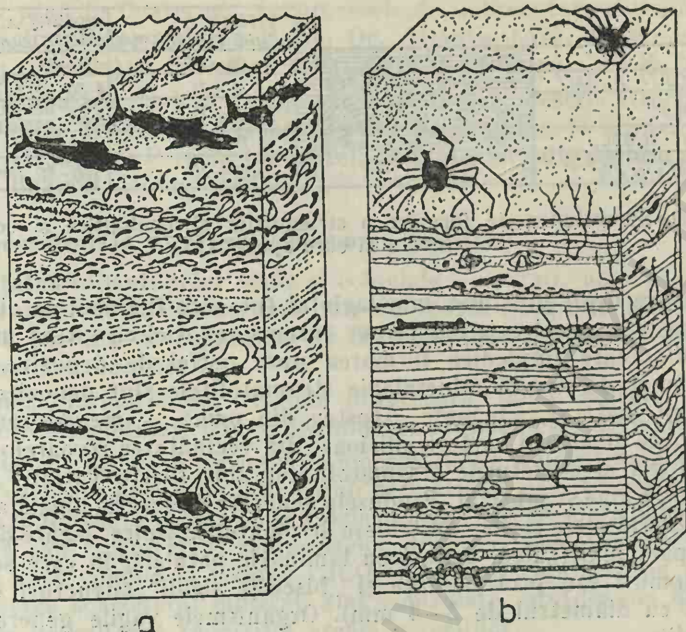


Fig. 1.38. Principalele modalități de acumulare a bioclastelor după moartea organismelor [52] : *a* — orizonturi fosilifere condensate, formate prin concentrarea mecanică a părților scheletice de natură minerală ; *b* — bioclaste autohtone conservate în mediul lor de viață

adîncime din zonele litorale afectate de maree sau din zonele neritice (pe șelful intern pînă la maxim 150 m adîncime), algele albastre filamentoase — Cyanophyceae — secretă prin talul lor uleios un mucilagiu organic bogat în polizaharide ; acesta joacă rol de capcană (ecran) pentru clastele carbonatice și necarbonatice de dimensiuni micronice. Astfel, genurile *Schizolturix, Scytonema, Ivanovia, Thallassia*, cu frecvență mare în apele saturate cu $CaCO_3$, înglobează sau acreționează cristale de aragonit, calcit magnezian și detritus mineral (silt, fracțiune pelitică) contribuind, pe această cale, la acumularea unui depozit mixt organo-mineral. Sedimentele algale astfel formate au o structură laminitică, microstratificată și poartă denumirea generală de *stromatolite*. Creșterea lor, influențată de regimul climatic și consecințele sale (aport de claste, modificarea densității apelor, a salinității lor) are un caracter sezonier, periodic. În laminele formate vara se asociază coccoide (g. *Aphanocapsa*), iar în cele depuse iarna cianobacterii filamentoase (g. *Spirulina*). Rata de creștere a stromatolitelor actuale este de 10—14 mm/an sau de 8—12 g/cm²/zi, iar grosimea lor totală în bazine, de regulă, subsidente poate depăși zeci de metri. Laminația caracteristică stromatolitelor apare ca un rezultat al fluctuațiilor în cantitatea de suspensii, a ratei de eroziune și sedimentare terigenă și a salinității apei, a capacității de penetrare a luminii și, prin acesta, se constituie ca un sensibil indicator al condițiilor de sedimentare (și, desigur, în cazul depozitelor vechi, fosile, al paleomediului de sedimentare) (fig. 1.39). Procesul de creștere și acumulare a acestor depozite poate fi inhibat cînd sedimentarea este prea lentă și se acumulează doar substanța organică, cînd se acumulează claste cu diame-

	VITEZA CURENTULUI [cm/s]	MIŞCARE A SEDIMENTULUI [ore/35cm]
„PAT" ALGAL	> 15 – 20	< 60–80
BISCUIŢI ALGALI	1 – 11	8–60 rata slabă de acumulare
DOMURI	1 – 11	8–60 acumulare pe verticală
„PAT" ALGAL	> 15 – 20	< 60–80
VALURI DE NISIP CU ELEMENTE APLATISATE	> 15 – 20	> 60–80 (mişcare)

Fig. 1.39. Succesiunea de formare a structurilor stromatolitice şi condiţiile de mediu în care apar [21].

trul mai mare decît grosimea mucilagiului (pe care filamentele algale nu le pot îngloba şi în cazul existenţei unor curenţi acvatici cu viteză mare (peste 15–20 cm/s) care împiedică formarea unor astfel de depozite.

Din punct de vedere mineralogic stromatolitele sînt depozite carbonatice şi, mult mai rar, silicioase. Acestea din urmă — *pseudostromatolite* — sînt construite de alge şi bacterii silicioase din vecinătatea izvoarelor fierbinţi.

Morfologia şi structurile stromatolitelor sînt foarte variate şi reflectă relaţiile dintre alge şi substrat. Produsele generate de acreţia algală apar fixate şi libere. Organismele sesile construiesc stromatolite tipice, legate de substrat printr-un pat algal („algal-mats") cu laminaţie paralelă, în care se dezvoltă succesiv domuri sau protuberanţe şi „biscuiţi algali" (structuri elipsoidale aplatizate, cu diametrul de 3–4 mm). Organismele vagile generează *oncolite* şi *rodolite*.

Forma stromatolitelor tipice derivă din caracterul izolat sau înlănţuit al unor unităţi geometrice cu aspect de emisferoizi — domurile sau protuberanţele algale. Folosind astfel de criterii, Logan şi Flugel descriu două tipuri fundamentale :

a) structuri laminitice *de înlănţuire* (LLH — de la „lateral link hemispheroid", în limba engleză), formate prin unirea laterală a domurilor algale ;

b) structuri laminitice *izolate* (SH — de la „stocked hemispheroid" în limba engleză), reprezentînd domuri algale cu dezvoltare columnară.

Oncolitele şi *rodolitele* sînt produse depoziţionale algale cu structuri sferoidale sau nodulare produse de Cyanophyceae (g. *Rothpletzella*, g. *Girvanella*) şi respectiv Rhodophyceae (g. *Lithothamnium*, g. *Mesophylon*). Acreţia algală se produce în jurul unui nucleu (sau a mai multor nuclei) de natură biotică (fragment scheletic, valvă) sau minerală (claste de cuarţ, calcit, glauconit, clorit), care devine centrul unei laminaţii concentrice sau neregulate. Prezentînd similitudini genetice cu stromatolitele s.s. se mai numesc „stromatolite sferoidale" (tip SS — de la „spheroidal structures", în limba engleză) Dimensiunile lor medii sînt subcentimetrice, rar depăşind 5 cm („macrooncolite").

În raport cu oncolitele, rodolitele sînt mai bogate în calcit magnezian şi pot prezenta terminaţii columnare. Ele se asociază platformelor carbonatice sau sedimentelor nisipoase din zonele de shelf intern ; alteori, colmatează canalele de eroziune submarină.

În ambianţa stromatolitelor şi oncolitelor, organismele vegetale modifică echilibrul carbonatic din ape şi „forţează" precipitarea chimică a $CaCO_3$ sub formă de cruste (încrustaţii) la suprafaţa produselor de acreţie sau ca ciment al acestora. În depozitele fosile se face greu distincţie între natura organogenă şi cea chimică a carbonaţilor asociaţi. Bioconstrucţii stromatolitice se întîlnesc în toate perioadele geologice, începînd cu Proterozoicul

și ajungînd pînă în Cuaternar. În procesele de sedimentare actuală, ele sînt tipice în Golful Persic, Marea Roșie, Oc. Atlantic (Arh. Bermude), Golful Mexic (Pen. Florida) și în vestul Australiei (Shork Bay).

În țara noastră, Ovidiu Dragastan a studiat și descris stromatolite în depozite triasice din munții Perșani și Pădurea Craiului, în depozite jurasice din munții Hășmaș și Perșani (oncolite), în Cretacicul din Dobrogea și Miocenul din Bazinul Hațeg (rodolite).

c. Bioconstrucția coralgală (Formarea recifilor)

Activitatea organismelor sesile și coloniale — corali, alge briozoare — adesea circumscrisă unei biocenoze într-un spațiu geografic bine delimitat întotdeauna cuprins între paralele de 30° latitudine nordică și sudică, conduce la nașterea recifilor.

În geneza formațiunilor recifale interesează două aspecte distincte: bioconstrucția scheletului rigid și acumularea sedimentelor derivate (mobile).

Organismele prinse în procesul de bioconstrucție trăiesc fixate de substrat și sînt reprezentate prin colonii de corali hermatipici, care trăiesc în simbioză cu alge verzi zooxante cărora li se asociază alge roșii ce contribuie la fixarea (cimentarea sau încrustarea) sedimentelor derivate. Desfășurarea proceselor metabolice care conduc la fixarea $CaCO_3$ în corpul coralilor sau algelor, și astfel creșterea scheletului mineral, sînt controlate întotdeauna de anumiți factori care delimitează repartiția areală a recifilor.

Producția de carbonat de calciu și dezvoltarea normală a coralilor și algelor sînt considerate optime în ape cu temperaturi medii de 21°C, bine aerate și luminate (cu transparență constantă) și cu o salinitate apropiată de normal (35‰ sau cu limite cuprinse între 27—40‰). Astfel de condiții pot fi îndeplinite în ape puțin adînci (0—50 m) în care rata de sedimentare terigenă este foarte scăzută (altfel, evoluția organismelor în aceste spații este inhibată), iar produsul de activitate a $CaCO_3$ este aproape de constanta sa de echilibru. În acest cadru, pînă la latitudinea de 15°N și S, regimul hidrodinamic al mărilor și oceanelor este mai activ, apele sînt mai agitate, iar dezvoltarea complexelor recifale se află sub influența a două sezoane climatice; între aceste limite se dezvoltă recifii de „apă agitată". Între latitudinea de 15—30 lat. N și S, energia bazinulul, ca o expresie a regimului hidrodinamic sau a mișcării apelor, este scăzută și aici se dezvoltă așa-numiții recifi „de alizeu" (sau „de mare calmă").

Formarea scheletului la corali și alge apare ca un fenomen enzimatic, prin care carbohidraza celulară desface $Ca(HCO_3)$ preluat din apă și transferat, prin ectoderm, în $CaCO_3$, H_2O și CO_2; în acest circuit, CO_2 este utilizat în procesul de fotosinteză a algelor zooxante, iar H_2O este eliminată în procesul metabolic (fig. 1.40).

Scheletul astfel format constituie *armătura* (cadrul) recifului — o rețea minerală tridimensională, rigidă, cu numeroase spații (interscheletice), care adăpostesc organisme asociate (echinoderme, foraminifere, spongieri, gastropode, vermetide). Aceste spații sînt treptat colmatate cu sedimente clastice, adesea rezultate din dinstrugerea mecanică sau biomecanică a coloniei ce intră sub impactul valurilor sau este distrusă de organisme litofage (viermi, spongieri). În aria recifului se acumulează astfel și un detritus carbonatic, de dimensiuni ruditice, arenitice sau siltice, cu numeroase bioclaste și fragmente scheletice coraligene și algale.

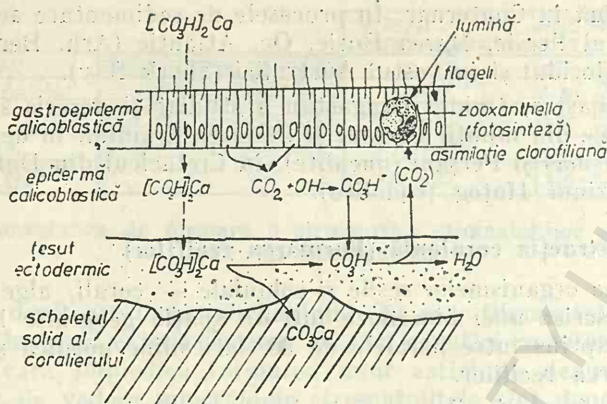


Fig. 1.40. Mecanismele de depunere a $CaCO_3$ în scheletele organismelor coraligene.

În arhitectura unui complex recifal astfel înălţat se disting două sectoare: armătura centrală şi flancurile (fig. 1.41).

Armătura centrală corespunde platformei şi crestei recifale şi este clădită de organisme sedentare; ele se conservă în poziţie de creştere, nefragmentate şi reflectă adesea o zonare areală şi verticală. Creasta se conturează ca un domeniu marginal al armăturii, este emersă, dezvoltată spre largul bazinului şi, de aceea, expusă permanent acţiunii valurilor; ea este dominată de algele încrustante roşii şi apare nestratificată.

Flancurile recifului — extern şi intern — sau zonele în care se înfruntă tendinţa de expansiune a coralilor cu forţa distructivă a mării găzduiesc

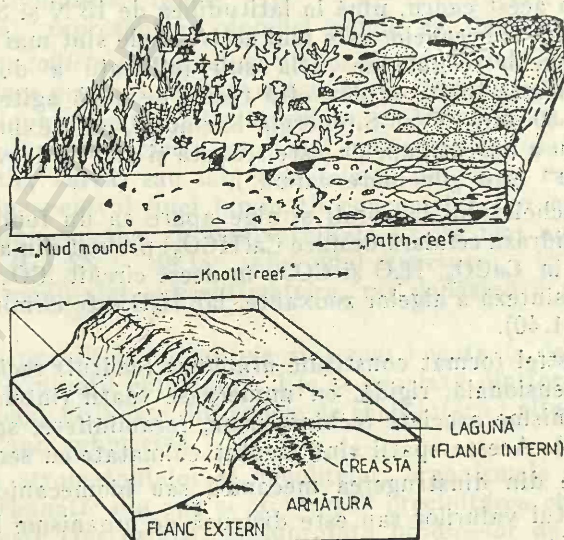


Fig. 1.41. Arhitectura unui complex recifal şi frecvenţa organismelor coloniale şi asociate care l-au bioconstruit [12].

sedimente mobile derivate: un detritus bogat în fragmente scheletice, mai grosier spre armătură și mai fin spre largul bazinului și, respectiv, spre lagună pe care acesta o închide spre continent.

Activitatea coralgală se dezvoltă: (1) în zone litorale și sublitorale, unde se disting: recifi *litorali* (de coastă sau riverani), azi prezenți în Marea Roșie, Golful Persic și Arh. Bahama; recifi *barieră*, de exemplu Marea Barieră Australiană pînă la 4 000 km lungime și 90 km lățime, Bariera Fidji etc.; (2) în zone insulare mai depărtate de țărm, sub formă de recifi circulari, insulari sau „atoli" (de exemplu, Das Rocas în Atlanticul de sud, Addu în Oceanul Indian, Bikini în Oceanul Pacific). În zonele marginale populațiilor concentrate de corali și alge se întîlnesc și colonii izolate, submerse, în formă ovală și de dimensiuni reduse (2—200 cm) cunoscute sub denumirea „patch reef".

În formațiuni geologice produsele coloniilor coralgale se regăsesc sub forma unor acumulări masive de formă columnară sau conică, așa-numitele *bioherme*, sau sub forme lenticulare concordante cu formațiunile care le delimitează, așa-numitele *biostrome*. Frecvente în asociațiile de roci carbonatice organogene, dar mai puțin spectaculoase și mai greu identificabile, sînt diversele protuberanțe sau domuri calcaroase pentru care literatura anglosaxonă utilizează o mare varietate de termeni: „knoll reef" și „pinnacle reef" (recifi conici, cu flancuri în trepte), „mound reef" (corpuri bioconstruite elipsoidale sau echidimensionale de tip dom sau movilă).

Bioconstrucții coralgale cu morfologie recifală sînt cunoscute în aproape toate perioadele geologice. Evidențiate încă din Cambrian (Australia), apar sporadic în Silurian (prov. Gothland, Suedia), Devonian (prov. Alberta, Canada), Carbonifer (nordul Angliei), Permian (complexul Captain, New Mexico) și se dezvoltă exploziv în Mezozoic și Terțiar. În Carpații românești activitatea coralgală poate fi reconstituită în platformele carbonatice mezozoice din munții Bihor, Mureș, Mehedinți, Hășmaș și zona Piatra Craiului — Strunga (M. Bucegi), Postăvaru (Carpații Meridionali).

d. Procese geobacteriene

În universul microscopic al proceselor biotice care controlează echilibrul materiei organice și anorganice în foarte diverse medii naturale și catalizează variate procese sedimentogenetice, bacteriile reprezintă grupul cel mai activ de organisme. Adaptate la condiții de viață foarte diferite — temperaturi scăzute (apropiate de 0°) și ridicate (la peste 60—70°C), la zone aerate sau lipsite de oxigen și lumină, trăind în absența apei sau foarte prolifice în prezența ei — bacteriile se întîlnesc în toate mediile geologice dar, în special, în cele subaeriene și subacvatice.

Activitatea lor poate fi considerată apreciabilă din punct de vedere petrogenetic la nivelul soluțiilor interstițiale din soluri și în apele lacustre și marine de adîncime mică sau mare, precum și în masa sedimentelor pelitice care suferă îngropări progresive pînă la adîncimi ce depășesc 100 m. Frecvența bacteriilor în astfel de medii este o funcție directă a factorilor presiune, temperatură, chimism, masă de substanță organică, care în toate situațiile proliferează dezvoltarea lor.

În apele puțin adînci, numărul bacteriilor atinge sute de milioane/gram sediment. S-a constatat că în soluri frecvența lor scade cu adîncimea, iar în bazinele lacustre și marine scade cu distanța față de țărm; de asemenea, ele se află într-o relație invers proporțională cu fitoplanctonul și prezintă

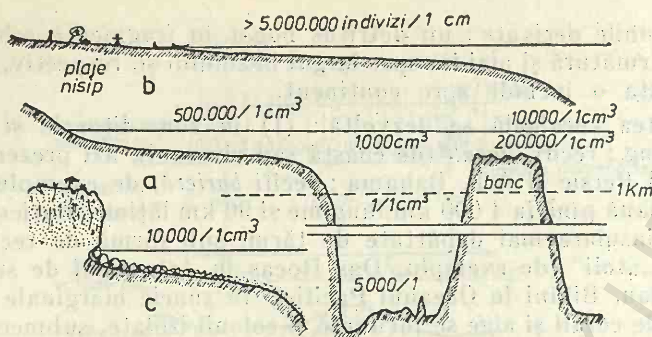


Fig. 1.42. Populații de bacterii în diferite medii geologice.

tendințe de concentrare la interfața sediment-apă; de asemenea, în sedimentele fine sînt mai abundente decît în cele medii și grosiere (fig. 1.42)

În mediile în care se dezvoltă, bacteriile sînt mari consumatori de oxigen și își iau energia necesară fie de la soare, fie din substratul pe care trăiesc. Astfel, bacteriile *autotrofe* utilizează energia solară pentru sintezele pe care le efectuează prin intermediul luminii (ele sînt fotosintetizante) energie generată de reacțiile chimice proprii (sînt chimiosintetizante).

Bacteriile *heterotrofe*, mult mai numeroase, obțin energia necesară proceselor de sinteză din procesele de descompunere a substanțelor organice; ele pot fi atît aerobe cît și anaerobe.

Un calcul estimativ apreciază consumul de oxigen în toate genurile de activități pe care le desfășoară la 30 cm^3/oră pentru 1 g de bacterii, valoare considerată foarte mare comparativ cu consumul de oxigen al macroorganismelor (1 cm^3/oră). În felul acesta, activitatea microbiană se conturează ca un puternic regulator al potențialului redox al mediilor în care se dezvoltă și, implicit, al convertirii C, N, P organic în compuși anorganici. Prin metabolismul lor, bacteriile participă la foarte diverse procese naturale care influențează direct sau indirect mecanismele sedimentogenetice. Astfel, ele reprezintă importanți producători de gaze (O_2, CO_2, CH_4, H_2S) în masa sedimentelor pelitice, concentrează ioni metalici (Fe^{2+}, Mn^{2+}, S) la interfața sediment-apă, solubilizează și precipită compuși minerali, modifică proprietățile tixotropice și tensiunile superficiale ale clastelor minerale, schimbă raportul izotopic al O, C, S etc. (fig. 1.43).

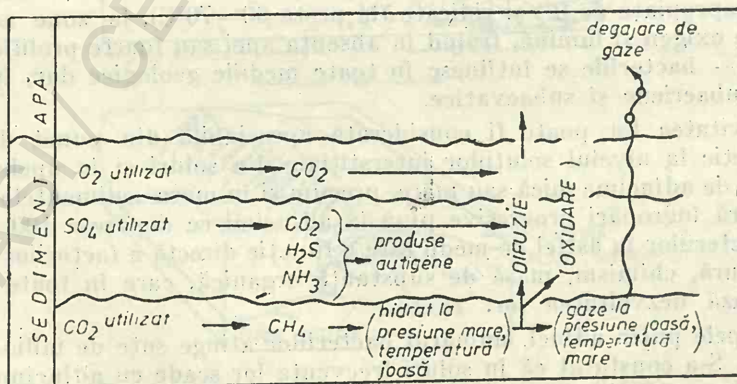


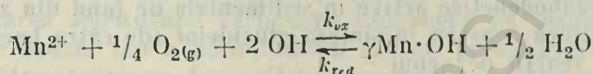
Fig. 1.43. Producția bacteriană de gaze în apropiere de interfața sediment-apă.

Din punct de vedere sedimentologic bacteriile sînt implicate atît în procese depoziționale, cît și în procese postdepoziționale.

Procese mineralogenetice. Bacteriile autotrofe modifică mediul mineral în care trăiesc prin generarea de acizi anorganici (H_2SO_4, HNO_3) și precipitarea biochimică a oxizilor, hidroxizilor, sulfaților și carbonaților. În mediile naturale ele intervin în ciclul Fe, Mn, Ca, S, N, P.

Dintre bacteriile implicate în mineralogeneza compușilor de Fe și Mn, bine cunoscute sînt genurile *Sphaerotilus*, *Crenotrix*, *Siderococus*, *Thiobacillus* — care trăiesc în lacuri — și genurile *Ochrobium*, *Arthrobacter*, *Metallogenium* — care trăiesc în mări.

Bacteriile oxidante ale genului *Metallogenium* măresc potențialul redox al reacției de formare a compușilor de mangan și determină, prin aceasta, creșterea proporțională a *Eh*-ului :



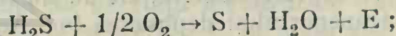
$$Mn^{2+} + {}^1/_4\, O_{2(g)} + 2\, OH \underset{k_{red}}{\overset{k_{ox}}{\rightleftharpoons}} \gamma Mn \cdot OH + {}^1/_2\, H_2O$$

cu $G_r^0 = -31$ kcal/mol, la un $pH = 7$, $P_{O_2} = 5$ mg/l, $Eh = 220$ mv.

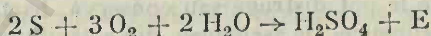
Valoarea negativă a energiei libere de reacție este un indicator al faptului că presiunea O_2 este suficientă pentru precipitarea manganitului ($\gamma MnO \cdot (OH)$) ; în astfel de compuși a fost sesizată și concentrarea microbiană a Co, Cu, Ni, Zn. Astăzi, acest mecanism se consideră responsabil pentru creșterea unor noduli polimetalici la interfața dintre argilele roșii abisale și apa oceanică.

Bacteriile genului *Thiobacillus ferroxidans* oxidează fierul feros în fier feric cu formarea unui precipitat de hidroxid de fer ($FeO \cdot OH$). În scoarțele de alterare și soluri astfel de bacterii facilitează solubilizarea Fe^{2+} metalic (la un $pH = 4-5$) ; ele descompun compușii organici cu fier și modifică pH-ul mediului prin intermediul CO_2 ; procesele sînt foarte active în unele lacuri.

Bacteriile sulfat-oxidante — g. *Thiobacillus*, de ex. — oxidează H_2S din mediile euxinice și pun în libertate sulf molecular pe care alte bacterii îl trec în acid sulfuric și, respectiv, sulfat, după reacții succesive de tipul



$$H_2S + 1/2\, O_2 \rightarrow S + H_2O + E ;$$



$$2\, S + 3\, O_2 + 2\, H_2O \rightarrow H_2SO_4 + E$$

Bacteriile sulfat-reducătoare — g. *Desulfovitrio*, de ex. — atacă compușii oxidați ai sulfului și îi transformă în H_2S, iar în prezența Fe^{2+}, stabil în aceste condiții, generează pirita (FeS_2) :



$$CaSO_4 + 4\, H_2 \rightarrow H_2S + Ca(OH)_2 + 2\, H_2O + E$$

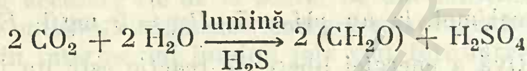
Multe bacterii marine, în special denitrifiante și sulforeducătoare, de exemplu g. *Pseudomonas calcis*, au capacitatea de a descompune substanțele organice și de a cataliza precipitarea $CaCO_3$ sub formă de ace de aragonit și romboedri de Mg-calcit ; de asemenea, mai rar, monohidrocalcit și struvit. Formarea unor astfel de compuși a fost, de altfel, remarcată în Arhipelagul Bahama și pe șelful din fața Pen. Florida.

Tot unele bacterii marine din zona fotică, prin echipamentul lor enzimatic, sînt antrenate în procese de fotosinteză prin care P extras din compuși organici este eliberat în stare ionică și, apoi, fixat ca hidroxiapatit ; depunerea sa pe această cale poate avea loc simultan cu precipitarea carbonaților.

Prin astfel de procese, bacteriile controlează echilibrul natural al compușilor respectivi (oxizi, carbonați, sulfuri, fosfați) în medii de sedimentare foarte diferite.

Procese organogenetice. Alături de rolul lor mineralogenetic bacteriile fotosintetizante, în special cele heterotrofe, domină procesele organogenetice prin sinteza unui număr mare de substanțe organice. Dintre acestea, cele care conduc la hidrocarburi prezintă cea mai mare importanță sedimentologică.

Multe bacterii heterotrofe din mediul marin acționează asupra substanțelor ternare (C, O și H) pe care le descompun pînă la faza de CO_2, CH_4 și H_2O. În mîlurile sapropelice, decarboxilarea acizilor grași conduce la formarea hidrocarburilor, iar bacteriile aerobe lipolitice (g. *Sarcina*, g. *Vibrio* și g. *Seratia*) catalizează formarea uleiurilor minerale din zăcămintele petrolifere. Alte procese organogenetice active în sedimentele de fund din zonele de șelf sau de mare adîncă constau în sinteza glucidelor (de către bacterii fotosintetizante) prin reacții de genul



$$2\,CO_2 + 2\,H_2O \xrightarrow[H_2S]{\text{lumină}} 2\,(CH_2O) + H_2SO_4$$

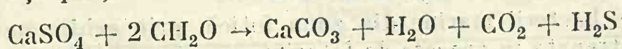
și în descompunerea celulozei și ligninei (genurile *Cyatophaga* și *Cladothrix*).

Atacînd substanțele organice din soluri, bacteriile mențin un anumit raport între carbon și azot (831/1...12/1) și facilitează sinteza acizilor humici și, respectiv, a humusului dezvoltat în orizonturile superficiale ale scoarțelor de alterare și ale solurilor.

Procese postdepoziționale. Înmulțirea bacteriilor o dată cu acumularea sedimentelor este în măsură să provoace — postdepozițional — modificări variate în compoziția, textura și structura sedimentelor ; prin procese metabolice se poate schimba atît echilibrul carbonatic, cît și *p*H-ul mediului respectiv. În felul acesta, poate fi sesizată corelația posibilă la un moment dat între activitatea microbiană din sedimente și echilibrul carbonatic în spațiul interstițial (posibilitatea sau imposibilitatea de precipitare a carbonaților).

La interfața sediment-apă procesele microbiene sînt numeroase : prin generarea de substanțe cu suprafețe active, ele au un rol în flotarea particulelor fine și, astfel, în transportul și depunerea lor. Acționînd asupra micelilor coloidale, pe care le pot distruge sau conserva, bacteriile condiționează formarea mîlurilor sapropelice. De asemenea, din activitatea bacteriilor heterotrofe prezente în mîlurile algale rezultă gaze — N, CO_2, CH_4, H_2S — care, prin difuzie și degajare, modifică laminația sedimentului ; stratificația creată prin bioconstrucție algală este întreruptă de bule și goluri ale căror forme devin foarte caracteristice pentru stromatolite : apar, astfel, *structurile fenestrale*. Eliberarea CO_2 prin procese metabolice poate modifica atît echilibrul carbonatic cît și *p*H-ul mediului respectiv. În felul acesta poate fi sesizată corelația, posibilă la un moment dat, între activitatea microbiană din sedimente și echilibrul carbonatic în spațiul interstițial (posibilitatea sau imposibilitatea de precipitare a carbonaților).

În prezența unor compuși organici și a unui mediu bacterian, sulfații sînt transformați parțial în carbonați, după reacția



$$CaSO_4 + 2\,CH_2O \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2 + H_2S$$

Astfel de procese sînt responsabile de formarea unui ciment calcitic la contactul apă/petrol în mediile poroase (roci magazin pentru hidrocarburi).

Influențînd și proprietățile tixotrope ale sedimentelor argiloase în care se află, bacteriile controlează, indirect, și rata de consolidare (litificare) a acestora.

1.3.2. Procese deformaționale

Distrugerea scheletelor. Procesul de formare a clastelor organogene de natură carbonatică trebuie înțeles nu numai ca un proces mecanic, de distrugere a părților scheletice de natură minerală prin forța apei (valuri, curenți) ci, de foarte multe ori, ca un proces biogen prin care organisme specializate își obțin hrana sau își clădesc un adăpost pe seama altor organisme.

Astfel, nașterea mîlurilor și nisipurilor carbonatice din anturajul marilor recifi sau formarea detritusului carbonatic organogen pe seama unor organisme coloniale izolate sau a unor indivizi solitari se datorește acțiunii de distrugere de către organisme de pradă (pești, crustacei, spongieri) în căutare de hrană. Aceștia ajung la partea moale, organică a coralilor, branhiopodelor, moluștelor, echinodermelor prin spargerea testului (valve, cochilii, camere etc.). Materialul rezultat constituie un detritus organogen care rămîne în exteriorul prădătorului, la locul hranei sau, care, alteori, poate fi digerat ; în acest caz clastele eliminate prin excreție prezintă un anume grad de prelucrare.

A fost exagerată ideea că materialul detritic din flancurile unui recif (care constituie pînă la 90% din toată construcția recifală) a provenit în exclusivitate prin acțiunea mecanică a valurilor ; o foarte mare parte a sa a rezultat prin acțiunea distructivă a organismelor de pradă (pentru spongierii de tipul Cliona, de exemplu, s-a estimat că ar putea produce o cantitate de detritus de 6—7 kg/m² în 100 zile, Friedman, 1978).

Un detritus foarte fin — mîl carbonatic — este produs și de organismele perforante (spongieri, viermi, echinide, pelecipode și, uneori, alge și fungi) care sapă în roci și cochilii excavații și canale pe care le folosesc pentru adăpost.

Bioturbația și perforarea substratului. Un alt aspect al interacțiunii dintre organisme și mediul lor de viață îl constituie transformările calitative pe care acestea le produc la suprafața și în masa sedimentelor folosite ca substrat. Procesele prin care organismele prelucrează și modifică substratul lor natural, generînd noi structuri sedimentare, sînt cunoscute prin termenul general *bioturbație* (tabelul 1.9). Astfel de modificări sînt rezultatul activității desfășurate de organisme pentru a se deplasa de la un loc la altul, pentru a-și procura hrană, pentru a se odihni sau pentru a-și construi un adăpost și, adesea, se regăsesc prin forme specifice comunităților biotice respective : ele pot avea caracter diagnostic pentru precizarea poziției filogenetice a acestora și servesc la reconstituirea condițiilor de sedimentare.

Organismele implicate în formarea de structuri biotice, postdepoziționale în raport cu sedimentarea terigenă, aparțin, după Schefer, grupelor de epibionți sesili (care trăiesc fixați pe suprafața sedimentului), epibionți vagili (care se deplasează liber) și endobionți (care trăiesc în masa sedimentului).

La suprafața sedimentelor moi, mîloase și nisipoase, acumulate în lacuri sau zone litorale, tidale și neritice (mai rar în cele batiale), prezența epibionților vagili (viermi, moluște, ostracode) este remarcabilă și are drept consecință nașterea structurilor sedimentare cunoscute sub denumirea *bioglife*. Trăsăturile lor morfologice sînt foarte variate și reflectă adaptarea la mediu

Tabelul 1.9. **Principalele efecte ale bioturbaţiei (s.l.) asupra sedimentelor şi rocilor din mediul de viaţă al organismelor şi repartizarea lor pe zone batimetrice**

Efecte generale	Natura substratului	Structuri rezultate		Repartiţia structurilor pe zone batimetrice L	N	B	A
			urme de :				
Structuri biotice superficiale	moale (mîl, nisipos)	bioglife	tîrîre	×		×	
			hrănire			× ×	×
			adăpost	×			×
			locomoţie	×			
		pelete fecale		×	×	×	
	necoeziv	bioturbaţii (s.s.)	figurative (canaliforme)	×	×		
			deformative	×	×	×	×
Structuri biotice de adîncime	rigid (stîncos, coeziv)	perforaţii	excavaţii	×	×		
			canale	×	×		

L — litoral, N — neritic, B — batial, A — abisal

a diverselor genuri de organisme care se deplasează pe substrat, se hrănesc cu mîl sau se aşază, pentru a se odihni, pe suprafaţa sedimentului. Astfel se vor putea forma (fig. 1.144) :

— urme de tîrîre sau piste de reptaţie (tip *repichnia*) cu aspect liniar, sinusoidal sau neregulat, lăsate în special de anelizi, artropode etc. ;

— urme de hrănire (tip *pascichnia*) cu aspect spiralat, ramificat sau meandriform (ex. *Nereis* şi *Paraonis*) ;

— urme de odihnă-îngropare (tip *cubichnia*) sub formă de impresiuni discrete izolate ale morfologiei ventrale a organismului, lăsate de acesta pe suprafaţa unor mîluri situate imediat sub un nivel subţire de nisipuri (ex. impresiunile stelelor de mare) ;

— urme ale organelor de locomoţie lăsate de vertebrate (mamifere, păsări, reptile) sau nevertebrate (artropode).

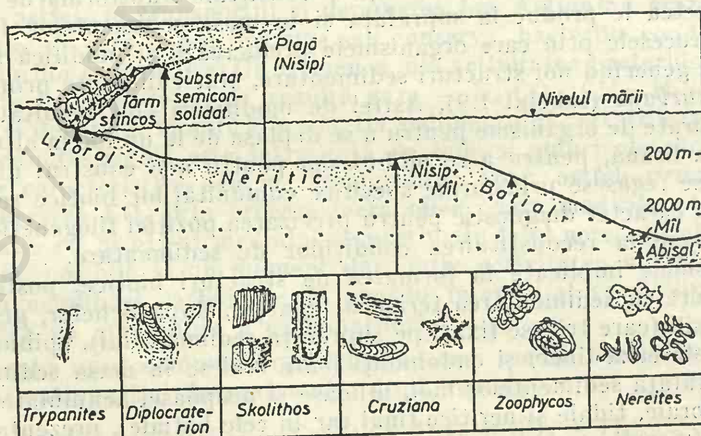


Fig. 1.44. Distribuţia bioglifelor şi a structurilor de bioturbaţie figurative în raport cu adîncimea apelor în bazin şi natura substratului [52].

Conservarea unor astfel de urme este condiționată de stabilitatea sedimentelor în mediul de acumulare, de acoperirea rapidă a acestora cu sedimente lutitice mai noi și litificarea lor treptată. Un produs secundar, rezultat al activității organismelor limivore (viermi hemisesili, gastropode, lamelibranhiate), îl reprezintă și peletele fecale — aglomerări mîloase sferice și elipsoidale, de dimensiuni milimetrice și submilimetrice, slab coezive. Ele se formează la suprafața sedimentelor lutitice în momente în care rata de sedimentare este scăzută. Conservarea lor este posibilă prin îngropare în sedimente fine acumulate în medii subacvatice liniștite, lipsite de curenți și valuri. Cînd formează nivele „in situ" repauzează peste sedimente puternic bioturbate, ca o reflectare a densității mari a populației bentonice, cînd au fost concetrate prin transport ele repauzează pe suprafața unor sedimente lipsite de structuri de bioturbație.

Organismele bentonice care-și duc viața înfundate în substrat constituie infauna responsabilă de prelucrarea sedimentelor în profunzime. Endobionții vagili din clasa spongierilor, biozoarelor, brahiopodelor, moluștelor, viermilor, artropodelor, echinidelor provoacă variate procese de bioturbație legate, de asemenea, de căutarea hranei sau construirea unui adăpost și înscriu în substratul rigid sau moale așa-numitele structuri figurative și deformative.

● În substrat rigid și coeziv, de obicei calcaros, organismele endolite (litofage) din grupul spongierilor, anelizilor (g. *Polydora*, g. *Trypanites*) sau lamelibranhiatelor (g. *Pholas*) au capacitatea de a genera structuri figurative — *perforații* sau „*borings*" — cu formă apropiată de forma lor sau canale și nișe cu morfologie nesemnificativă. Prezența perforațiilor în roci sugerează existența unei populații numeroase și lipsa sedimentării terigene sau carbonatice atîta timp cît organismele respective își perforează substratul. Astfel de structuri se identifică în special în zonele litorale și sublitorale și se conservă ușor, prin umplerea lor cu sedimente mai moi care contrastează cu roca înconjurătoare.

● În sedimentele moi, în special în mîluri din zone situate la adîncimi foarte diferite, unii endobionți vagili — viermi (g. *Skolitos*), bivalve (g. *Nucula*, g. *Mya*), gastropode (g. *Natica*), crustacei (g. *Calianassa*) sapă excavații cilindrice, canale verticale sau înclinate, deschise la un capăt sau la ambele capete, pe care le cimentează și le colmatează cu alte sedimente. După funcționalitatea lor, bioturbațiile canaliforme sînt structuri figurative de tip *fodinichnia* — realizate în drumul organismelor după hrană — și de tip *domichnia* — structuri locuință (fig. 1.45).

Structurile de bioturbație deformative nu au un contur definit, iar în secțiune transversală evidențiază limite confuze față de masa sedimentelor care le găzduiesc. În dreptul unor astfel de structuri, suprafața de separație a laminelor este întreruptă și deformată : ea tinde să devină tangentă la direcția de dezvoltare a structurii, fie spre fața superioară a stratului, fie spre baza acestuia ; alteori, sedimentul se omogenizează prin ștergerea completă a structurilor limitrofe.

Bioglifele și structurile de bioturbație figurative și deformative, ca principale efecte ale proceselor de bioturbație, au fost identificate în depozite de vîrste diferite și s-au conservat mai ușor în depozitele cainozoice. Prin faptul că reprezintă structuri „in situ" realizate de organisme litorale, tidale, neritice și batiale, poziția în strat și dimensiunile lor constituite elemente utile în reconstituirea condițiilor de sedimentare.

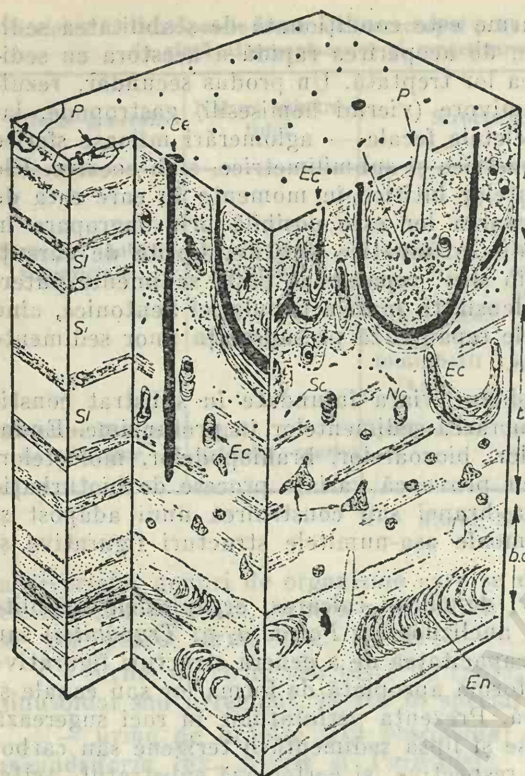


Fig. 1.45. Perforații (*P*), bioturbații figurative (*bf*) și bioturbații deformative (*bd*) afectînd galeți și o succesiune de nisipuri și mîluri. Structurile deformative (generate de *Echinocardium cordatum*) care șterg laminația oblică și paralelă a sedimentelor inițiale ; structurile figurative sînt generale de genurile *Ceriantus* (*Ce*), *Pectinus* (*P*), *Echiurus* (*Ec*) și se conservă sub formă de canale colmatate [52].

Formarea unor astfel de structuri presupune existența unor populații numeroase, care să-și poată desfășura activitatea într-o ambianță hidrodinamică liniștită. În toate cazurile, structurile formate la suprafața sedimentului sau în profunzimea sa sînt sensibile la acțiunea valurilor și a curenților subacvatici puternici și, de aceea, conservarea lor în forme inițiale constituie un argument pentru stabilitatea sedimentelor în zonă. Sedimentarea rapidă, turbiditatea apelor și eroziunea puternică reduc populația animală și, deci, frecvența bioturbațiilor.

Forma bioturbațiilor figurative și poziția lor în strat sînt dependente de adîncimea apei și accesibilitatea hranei pentru organisme. În apele puțin adînci, cu sedimentare lentă, se conservă structuri canaliforme sau tubicole cu poziție verticală din care organismele puteau ușor ieși pentru a se hrăni cu suspensii organice. Canalele înclinate sau suborizontale și cele spiralate sau ramificate sînt mai frecvente în zonele în care endobionții își procură hrana (mai redusă) prin digerarea sedimentului.

...„Marea... E destul să fie liniște ca s-o aud zbătîndu-se fără scăpare, fericită în zbatere, sperînd mereu o liniște fără speranță și fără sfîrșit“.

ANA BLANDIANA

2. SISTEME DEPOZIȚIONALE

Multitudinea factorilor care controlează desfășurarea proceselor exogene la suprafața scoarței terestre, interacțiunea lor și efectele variate pe care le determină, fac din fiecare „arie de sedimentare“ un *sistem petrogenetic.* Condiționat atît de calitatea agentului și modul său de manifestare (apă, aer, gheață) cît și de unitatea de relief în care el acționează (arie continentală sau bazin oceanic), sistemul petrogenetic „sedimentar“ se confundă cu domeniul sau mediul depozițional în care produsele acumulate capătă amprenta specifică, adesea de neconfundat, a tuturor factorilor care au controlat evoluția sa. În acest sens, cunoașterea factorilor și a proceselor exogene care condiționează nașterea sedimentelor și a structurilor sedimentare în ariile continentale și bazinele marine se constituie într-o premisă a reconstituirii condițiilor de sedimentare în trecutul Pămîntului și, deci, a paleomediilor de sedimentare. Un sistem petrogenetic exogen se mai poate dovedi un cadru oportun pentru concentrarea de substanțe minerale utile și resurse energetice și, astfel, o cheie indispensabilă pentru activitatea de prospecțiune geologică în general.

Cunoașterea sistemelor depoziționale exogene capătă, astfel, valențele cunoașterii proceselor magmatice și metamorfice din domeniul endogen. Examenul succint al proceselor și produselor sedimentare, al resurselor minerale și energetice și al coloanelor litologice idealizate specifice fiecărui sistem (mediu sau domeniu) de sedimentare va putea contura, cu mai multă claritate, geneza și evoluția rocilor sedimentare în general: a epiclastitelor, argilelor, calcarelor și dolomitelor, evaporitelor, silicolitelor etc. În continuare vom discuta, din aceste puncte de vedere, principalele sisteme depoziționale din ariile continentale — deșertic, glaciar, fluviatil, lacustru, deltaic — și din bazinele marine și oceanice — litoral, neritic, batial, abisal, hadal (fig. 2.1).

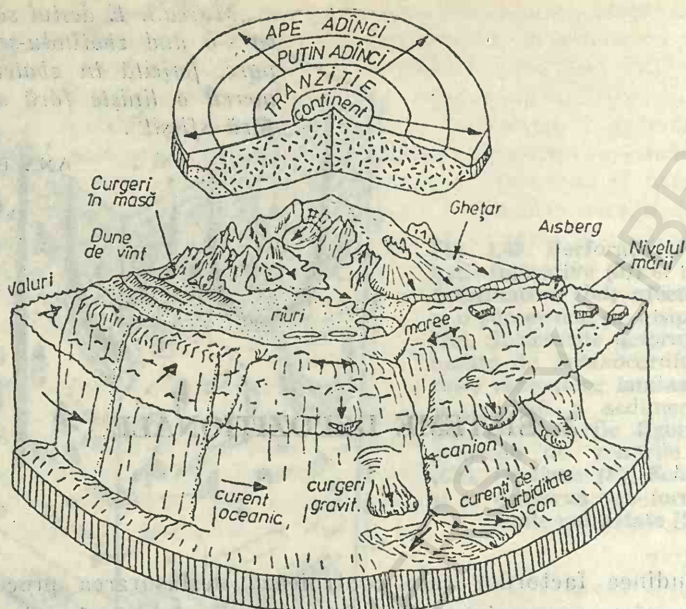


Fig. 2.1. Principalele sisteme depoziționale de pe glob în raport cu structura scoarței terestre și mișcările apei în oceane [3].

2.1. SISTEMUL DEȘERTIC

Este un domeniu de sedimentare propriu ariilor continentale, caracterizat printr-un climat arid și condiții nefavorabile dezvoltării vieții. Zonele deșertice ocupă cca 20% din suprafața continentelor și se dezvoltă, fie în regiuni tropicale și subtropicale (între latitudinile de 10—30° N și S față de ecuator ; ex. : d. Sahara, d. Arabiei, d. Australiei), fie în regiuni temperate și reci (ex. : d. Gobi, d. Patagoniei).

Subsisteme determinate de natura formelor de relief (fig. 2.2):

Hamade — zone înalte în care aflorează pe suprafețe mari formațiuni geologice vechi ; ocupă mai mult de 50% din suprafața zonelor deșertice și se constituie în arii-surse pentru sedimentarea eoliană.

Serir-uri(*règ*-uri) — „pavaje" de deflație eoliană cu suprafață quasi-orizontală, situate în vecinătatea hamadelor ; ocupă cca 25% din suprafața zonelor deșertice.

Erg-uri(dune și pînze de nisip), pe întinderi de sute și mii de km², cu suprafața ondulată sau plană ; ocupă cca 20% din suprafața zonelor deșertice.

Ued-uri(*wadi*-uri) — văi largi create de curenți efemeri, cu caracter torențial, care străbat deșertul pe distanțe de zeci sau sute de km.

Lacuri deșertice și subsisteme *„sabkha continental"* — suprafețe endoreice seci sau ocupate temporar de apă adesea cu salinitate crescută.

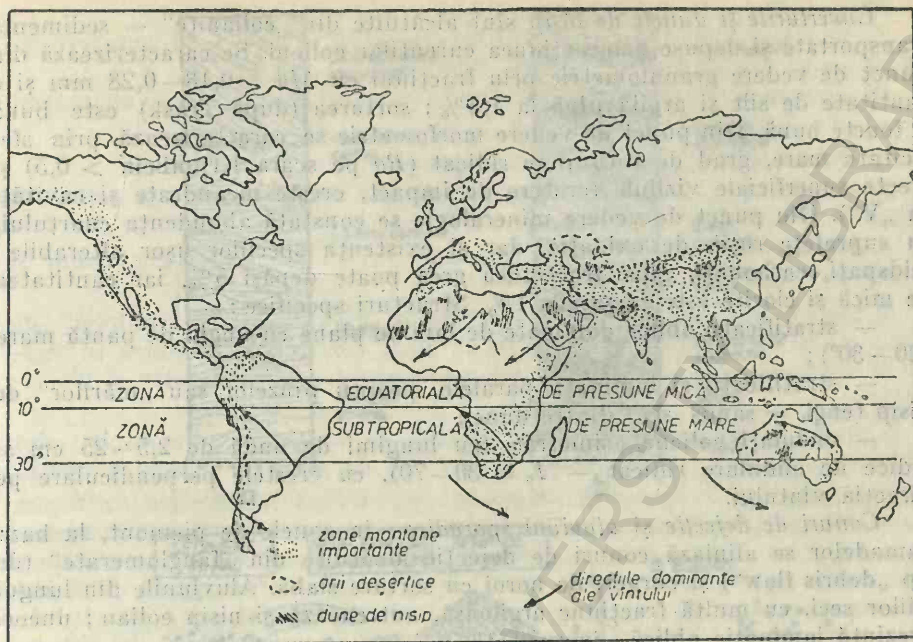


Fig. 2.2. Repartiția pe glob a mediilor deșertice [51].

Factorii care controlează sedimentarea în regiunile tropicale și subtropicale :

Clima, prin temperatură, precipitații și vînturi.

— Temperatura aerului ziua este ridicată pînă la + 50—55°C, iar noaptea poate coborî sub 0°C ; controlează fenomenul de termoclastie și evaporare.

— Precipitațiile nu depășesc 25 mm/an, ceea ce conferă zonelor respective un caracter arid. Ploile, cînd se produc, au un caracter torențial.

— Mișcarea aerului (vîntul) provoacă deflația clastelor arenitice și siltice din zonele de hamada și serir și asigură transportul lor spre zonele depresionare. Viteza curenților eolieni este mai mare de 5—10 m/s. Variațiile de viteză și direcție determină majoritatea structurilor construcționale.

Salinitatea apelor din zonele sabkha. Existența unor ape hipersaline asigură formarea de asociații minerale evaporitice.

Procese și produse. Procesele de sedimentare în mediul deșertic sînt dominate de acțiunile de deflație, transport și depunere eoliană și, rar, de acțiunea apelor de șiroire sau a torenților. Procesele chimice din mediile apoase — lacustre sau freatice — sînt controlate de intensitatea evaporării, care face să crească salinitatea soluțiilor. Astfel, depozitele formate au un caracter mecanic și chimic : „pavaje" de deflație ; cuverturi și dune de nisip ; conuri de dejecție și aluviuni sporadice ; mîluri și cruste evaporitice.

Pavajele de deflație sînt bolovănișuri și pietrișuri angulare (dreikanter), cu fețe lustruite sau lăcuite, rămase in situ după îndepărtarea, prin deflație, a fracțiunilor granulometrice medii și fine ; natura lor petrografică reflectă natura substratului.

Cuverturile și dunele de nisip sînt alcătuite din „eolianite“ — sedimente transportate și depuse prin acțiunea curenților eolieni. Se caracterizează din punct de vedere granulometric prin fracțiuni cu $Md = 0,18-0,28$ mm și o cantitate de silt și argilă pînă la 1,5 %; sortarea (după Trask) este bună și foarte bună. Din punct de vedere morfometric se caracterizează prin sfericitate mare, grad de rotunjime ridicat (*Ro* pe scara Krumbein $> 0,5$) și efecte superficiale vizibile (cratere de impact, creste meandrate și cavități în „V“). Din punct de vedere mineralogic se constată abundența cuarțului, cu suprafețe roșii, de oxidație, dar și existența speciilor ușor alterabile: feldspați, carbonați, gips, fracțiunea grea poate depăși 5%, iar cantitatea de mică și clorite este în jur de 1%. Structuri specifice:

— stratificații oblice dominate de lamine plane cu unghi de pantă mare (20—30°);

— stratificații și laminații paralele, proprii pînzelor sau „mărilor“ de nisip (engl. = sands sea) dintre dune;

— ondulații eoliene, asimetrice (cu lungimi de undă de 2,5—25 cm și indice de ondulare ridicat — $I_o = 30-70$), cu crestele perpendiculare pe direcția vîntului.

Conuri de dejecție și *aluviuni sporadice*: în zonele de piemont, la baza hamadelor se aliniază conuri de dejecție alcătuite din „fanglomerate“ (de tip „debris flow“) și curgeri de noroi cu sortare slabă. Aluviunile din lungul văilor seci, cu multă fracțiune argiloasă, antrenează și nisip eolian; uneori prezintă laminație oblică „încrucișată“.

Mîluri și *cruste evaporitice*. În zona lacurilor efemere (de tip „playa“ „salinas“) și în sectoarele limitrofe se depun sedimente pelitice cu laminație paralelă (adesea ciclică, de tip periodit), apar poligoane de contracție și intercalații de niveluri evaporitice (cu halit, gips, anhidrit) și, de asemenea, cruste și eflorescențe (salcret, gipcret chiar fericret).

Resurse minerale. În sistemul deșertic se pot forma acumulări locale de săruri delicvescente și concentrări sporadice de minerale grele.

Asociațiile litologice și structurile specifice întîlnite în subsistemul de erg și cel de ued sînt redate în figura 2.3.

Depozite vechi, considerate ca fiind formate într-un sistem deșertic sînt:

— Formațiunea Rotliegendes, din nord-vestul Europei (Permian), pentru depozite eoliene, de ued și sabkha continental;

— Formațiunea Gipsdalen din Groenlanda (Triasic), pentru depozite eoliene (dune) și sabkha continental;

— Formațiunea Gresiei de Navajo, din vestul S.U.A. (Jurasic inferior), pentru depozite eoliene;

— Formațiunea de Summerville, din Utah-S.U.A. (Jurasic superior), pentru sabkha continental.

Criterii de recunoaștere:

Pentru sedimente eoliene:

— secvențele arenitice variază ca grosime de la cîțiva cm la cîteva sute de metri; fracțiunile granulometrice predominante au $Md = 125-300$ microni, iar fracțiunea pelitică este sub 5%;

— clastele sînt bine sortate și au un grad de rotunjime foarte bun;

— structurile interne caracterizate prin laminație oblică au lamine drepte și cădere variabilă de 0—35°;

— seturile de lamine au sortare bună, iar tranzițiile granulometrice de la o lamină la alta sînt nete;

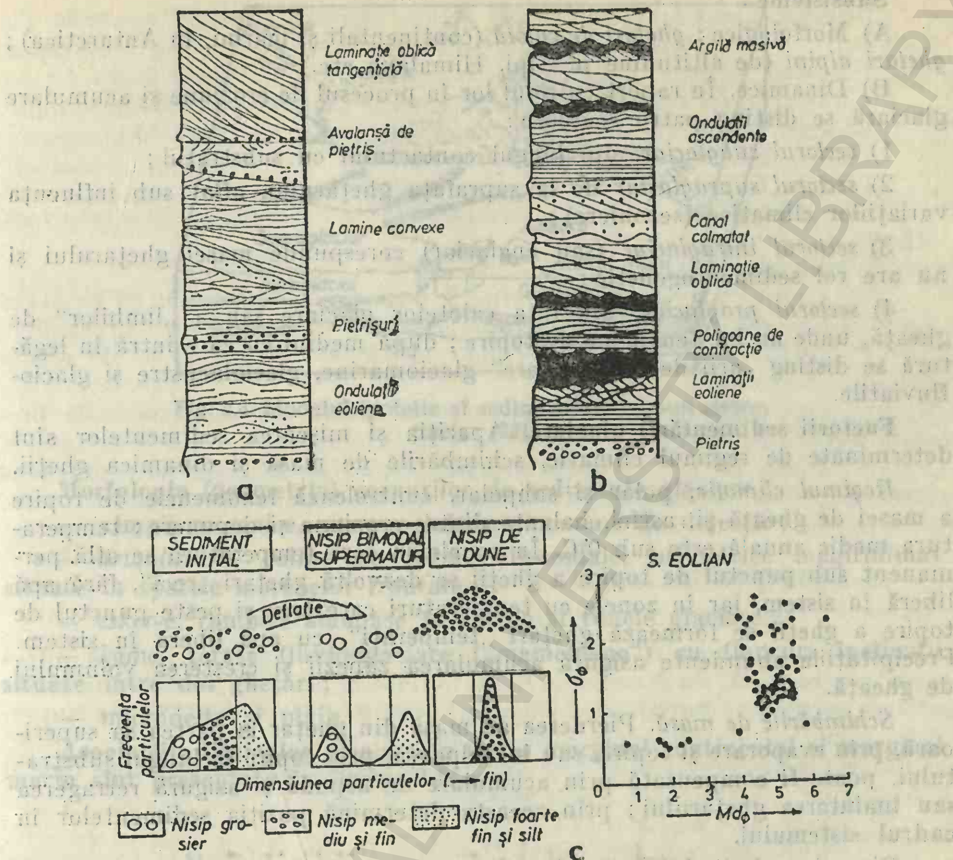


Fig. 2.3. Coloane litologice idealizate pentru subsistemele de erg *(a)* și ued *(b)*; c — caracteristicile granulometrice ale nisipurilor de dune [51] și [35].

— limitele dintre secvențe sînt marcate de suprafețe plane (corpuri tabulare) și, mai rar, de ondulații asimetrice.

Pentru sedimente subacvatice :

— secvențele ruditice (fanglomerate), în cicluri, lipsite de fracțiune arenitică, sînt dominante ;
— conțin „galeți moi" și structuri de depunere torențială („mudflow") ;
— au grad de sortare și prelucrare slab ;
— pot fi cimentate cu gips, calcit, anhidrit ;
— suprafețele de separație prezintă crăpături de uscare.

2.2. SISTEMUL GLACIAR

Este un domeniu determinat de interacțiunea ghețarilor cu substratul lor și zonele imediat limitrofe. Ocupă 10% din suprafața globului și se extinde atît asupra zonelor continentale cît și a celor marine. Este condiționat de un regim climatic polar și subpolar.

Subsisteme :

A) Morfologice : *ghețari de calotă* (continentali și marini, în Antarctica) ; *ghețari alpini* (de altitudine în Alpi, Himalaya etc.).

B) Dinamice. În raport cu rolul lor în procesul de eroziune și acumulare glaciară se disting patru sectoare :

1) *sectorul subglaciar*, din lungul contactului cu substratul ;

2) *sectorul supraglaciar* de la suprafața ghețarului, aflat sub influența variațiilor climatice (sezoniere) ;

3) *sectorul intraglaciar* (sau englaciar) corespunde masei ghețarului și nu are rol sedimentogenetic ;

4) *sectorul proglaciar*, din fața calotelor glaciare sau a „limbilor" de gheață, unde au loc fenomene de topire ; după mediul cu care intră în legătură se disting „arii de sedimentare" glaciomarine, glaciolacustre și glaciofluviatile.

Factorii sedimentării glaciare. Apariția și mișcarea sedimentelor sînt determinate de regimul climatic, schimbările de masă și dinamica gheții.

Regimul climatic, polar și subpolar, controlează fenomenele de topire a masei de gheață și, astfel, balanța dintre eroziune și depunere ; temperatura medie anuală este sub 0°C. În zonele în care temperatura se află permanent sub punctul de topire a gheții se dezvoltă ghețari „reci", fără apă liberă în sistem, iar în zonele cu temperaturi care trec și peste punctul de topire a gheții se formează ghețari „temperați", cu apă liberă în sistem. Precipitațiile abundente asigură acumularea zăpezii și creșterea volumului de gheață.

Schimbările de masă. Pierderea de masă din ghețar la partea sa superioară, prin evaporare și topire, sau în talpa sa, prin topire în lungul substratului, poate fi compensată prin acumulare de zăpadă și asigură retragerea sau înaintarea ghețarului ; prin aceasta determină poziția sedimentelor în cadrul sistemului.

Dinamica gheții. Masa de gheață curge sub propria greutate cu viteze de ordinul centimetrilor și metrilor în 24 ore și determină atît eroziunea substratului (cu 1—10 mm/an) în sectoarele în care și deplasarea sa este mai lentă, cît și transportul sedimentelor de pe suprafața sau din masa sa (unde viteza de deplasare este mai mare).

Procese și produse

Procesele nivale sînt exclusiv mecanice — erozionale și depoziționale — și au intensitate mai mare în marginea ghețarilor și în zonele proglaciare. Principalele procese și produse depoziționale raportate la subsistemul de acumulare sînt (fig. 2.4) :

Proces	*Produs*	*Subsistem*
Depunere sub gheață activă	Till bazal (mixtit) masiv sau stratificat, foarte slab sortat	Subglaciar
Curgeri în masă și transport individual	Tillite frontale, laterale, superioare ; till de ablație	Supraglaciar Subglaciar Proglaciar
Depuneri ciclice din suspensii acvatice	Varve (argile și siltite cu laminație fină, paralelă)	Glaciolacustru
Depunerea suspensiilor la topirea aisbergurilor	Miluri masive	Glaciomarin
Depuneri din curenți de apă	Aluviuni („wash"), grosiere și medii cu laminație oblică	Glaciofluviatil

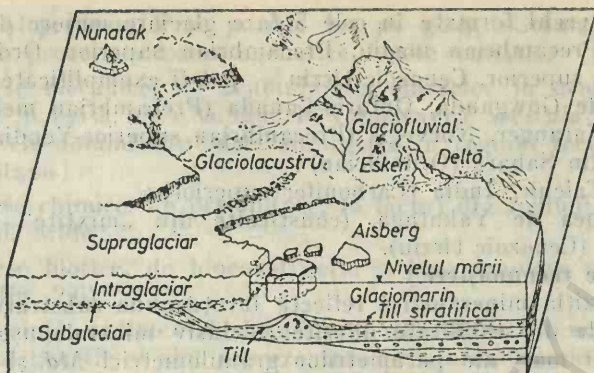


Fig. 2.4. Modelul ipotetic al sedimentării într-un sistem glaciar [32].

Morfologia (geometria) corpurilor de sedimente glaciare:

— cîmpii morenice, morene lobate și conuri de dejecție;

— *drumlin*-uri, coline de forme elipsoidale, asimetrice longitudinal situate în spatele morenelor frontale;

— *esker*-e, ramblee sinuoase în canale și tunele glaciare;

— *kame*, terase fluvio-glaciare („mameloane") cu flancuri înclinate situate între doi ghețari;

— microdelte și plaje.

Asociațiile litologice glaciare în facies marginal continental și marginal marin sînt prezentate în figura 2.5.

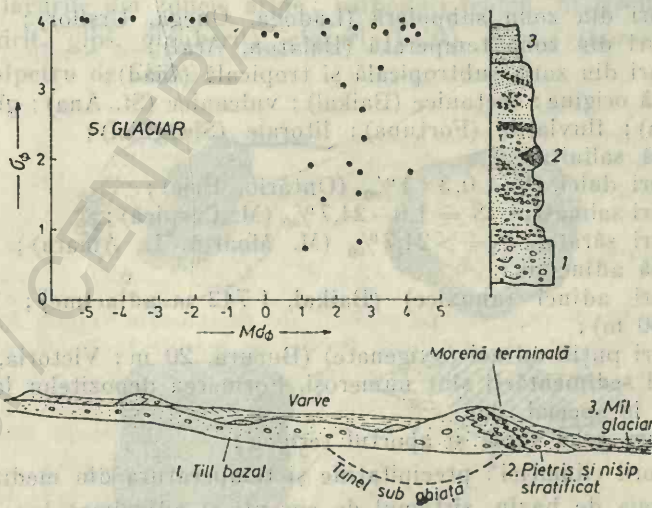


Fig. 2.5. Asociații litologice în sistemul glaciar continental și marin (marginal) formate în timpul înaintării și retragerii succesive a ghețarilor. Caracteristicile granulometrice — mediana *(Md)* și abaterea standard (σ) — ale sedimentelor glaciare [32].

Depozite vechi formate în cele 5 faze glaciare majore din istoria Pămîntului — Precambrian mediu, Precambrian superior, Ordovician superior, Paleozoic superior, Cenozoic tîrziu — pot fi exemplificate prin :

Tillitele de Gowganda, Ontario-Canada (Precambrian mediu) ;

Tillitele Varanger, Norvegia (Precambrian superior-Vendian) ;

Tillitele din Sahara (Ordovician) ;

Tillitele Talchir, India (Carbonifer superior) ;

Formațiunea de Yakataga, (constituite din „mixtite" glaciomarine), Alaska de sud (Cenozoic tîrziu).

Criterii de recunoaștere :

— compoziția mineralogică reflectă întotdeauna substratul și conservă specii cu grade de stabilitate diferite (inclusiv minerale ușor alterabile) ;

— variații mari ale parametrilor granulometrici *Md* și σ, de regulă depozite foarte slab sortate ;

— predomină claste discoidale și izometrice ; galeții și blocurile prezintă striuri paralele ;

— tillurile nu prezintă stratificație ; depozitele fluvioglaciare pot avea laminații oblice, iar cele glaciolacustre, laminație paralelă evidentă.

2.3. SISTEMUL LACUSTRU

Este un domeniu de sedimentare care reprezintă o masă de apă într-o serie continentală, de dimensiuni limitate (față de oceane) și în relații foarte strînse cu uscatul înconjurător. Sistemele lacustre ocupă cca 1% din suprafața bazinelor de sedimentare de pe glob.

Clasificarea lacurilor se face după criterii diferite, care imprimă însă și principalele trăsături ale sedimentelor acumulate :

A) după poziția climatică :

— lacuri din zona subpolară (Ladoga, Onega, Urșilor) ;

— lacuri din zona temperată (Balaton, Aral) ;

— lacuri din zona subtropicală și tropicală (Ciad) ;

B) după origine : tectonice (Baikal) ; vulcanice (Sf. Ana) ; glaciare (Bucura) ; fluviatile (Fortuna) ; litorale (Siutghiol) ;

C) după salinitate :

— lacuri dulci, $S = 0{,}3-1‰$ (Ontario, Erie) ;

— lacuri salmastre, $S = 1{,}0-24{,}7‰$ (M. Caspică) ;

— lacuri sărate, $S = >24{,}7‰$ (M. Moartă, L. Amara) ;

D) după adîncime :

— lacuri adînci (anoxice) (Baikal, 1 742 m adîncime) ; Tanganyika 1 500 m) ;

— lacuri puțin adînci (oxigenate) (Bucura, 20 m ; Victoria, 80 m).

Factorii sedimentării sînt numeroși. Formarea depozitelor lacustre este influențată, în special, de :

— natura ariei sursă și aportul terigen ;

— factorii climatici : precipitațiile și temperatura din mediul ambiant ;

— energia de bazin, sistemul de curenți și adîncimea lacului ;

— oscilațiile nivelului de bază sub influența variațiilor climatice regionale ;

— chimismul și temperatura apei ;

— activitatea biotică din lac.

Procese și produse. Prin poziția lor pe glob, sistemele lacustre sînt controlate de procese sedimentogenetice foarte variate:

1) procese mecanice, de acumulare a clastelor în urma transportului individual și în masă, care conduc la colmatarea acestuia prin progradare și agradare; ele domină sistemele amplasate în regiuni reci, temperate sau în zone montane;

2) procese chimice, de precipitare, în lacuri din regiuni reci, temperate și, în special, aride;

3) procese biotice, de bioconstrucție și bioacumulare sau procese geobacteriene (fig. 2.6).

În consecință, sedimentele lacustre și structurile lor se pot sistematiza după criteriul genetic și sînt reprezentate prin următoarele tipuri de depozite (fig. 2.6).

1. *Sedimente clastice* de apă „puțin adîncă" — marginale — din zona țărmului și sectoare cu energie de bazin ridicată: blocuri, pietrișuri și nisipuri formînd depozite de „plaje", conuri de dejecție și microdelte subacvatice cu variate structuri construcționale (stratificație gradată, stratificație oblică tabulară și concoidă, granoclasări și ondulații simetrice); sedimente clastice de apă adîncă, în sectoare cu energie de bazin scăzută: mîluri și silturi cu laminație paralelă și stratificație ritmică și/sau gradată (de tipul varvelor din lacurile glaciare); accidental, la baza versanților, turbidite; structurile de bioturație pot fi frecvente;

2. *Sedimente chimice*:

a) în lacurile din zonele subpolare: oolite feruginoase și noduli de mangan;

b) în lacurile din zonele temperate: calcare micritice interstratificate cu nivele organice (*laminite*), noduli polimetalici asociați cu nisip și pietriș;

c) în lacurile din zonele aride: carbonați (calcit, aragonit, trona), sulfați (anhidrit, gips, glauberit), cloruri (halit), borați (borax, colemanit), azotați (salpetru de Chile);

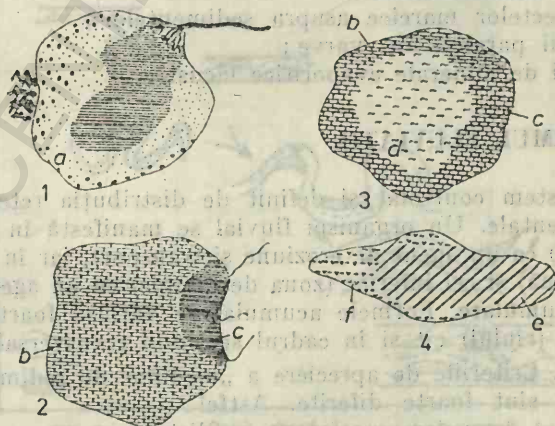


Fig. 2.6. Distribuția sedimentelor clastice în lacuri: *a* — sedimente epiclastice; *b* — sedimente carbonatice; *c* — argile; *d* — gyttja; *e* — sapropel, *f* — turbă [36].

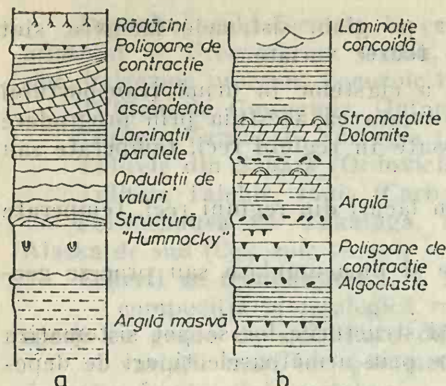


Fig. 2.7. Asociații litologice și structurale pentru sistemul lacustru clastic *(a)* și evaporitic *(b)* [32].

3. *Sedimente biogene* :

a) de bioconstrucție: stromatolite algale (cu g. *Schizotrix* și g. *Aegropropila*) și oncoide;

b) de bioacumulare în zone marginale (falune cu *Limnaea*, *Sphaeria*, *Unio*, *Neritina*) și bazinale, pelagice (crete și diatomite);

c) de acumulare a substanței vegetale (turbe) și animale (sapropeluri).

Resurse minerale și energetice :

— acumulări de oxizi și hidroxizi de Fe și Mn (oolite feruginoase și noduli polimetalici) asociate cu silicolite (în Precambrian);

— minerale evaporitice (săruri delicvescente: azotați, borați, carbonați alcalini);

— argile bituminoase (sapropelice);

— depozite de turbă.

Asociațiile litologice și structurile specifice sistemului lacustru — clastic și evaporitic — sînt redate în figura 2.7.

Depozite vechi, reconstituite a se fi format într-un sistem lacustru:

— Formațiunea de Lockatong, New Jersey, S.U.A., Triasic;

— Depozitele lacustre eocene din Utah și Colorado (formațiunea Green River, de lac arid);

— Formațiunea Clarens, Africa de Sud, Triasic (clastică).

Criterii de recunoaștere :

— zonalitatea granulometrică a depozitelor din sectoarele marginale (facies grosier în conuri și plaje) prezintă similitudini cu zonalitatea litorală și de șelf, dar la scară mult mai mică;

— absența faunei marine;

— lipsa efectelor mareice asupra sedimentelor;

— laminații paralele tip varve;

— asociații de minerale evaporitice lacustre.

2.4. SISTEMUL FLUVIATIL

Este un sistem controlat și definit de distribuția rețelei hidrografice în ariile continentale. Un organism fluvial se manifestă în cursul superior (zona de munte) ca un agent de eroziune și transport, iar în cursul mijlociu (zona submontană) și cel inferior (zona de cîmpie) ca un agent de transport și mediu de acumulare. Formele acumulative variază foarte mult atît în lungul fluviului (rîului) cît și în cadrul secțiunii transversale.

Subsisteme. Criteriile de apreciere a „mediilor de sedimentare" într-un sistem fluviatil sînt foarte diferite. Astfel:

A) din punct de vedere morfologic se disting:

1) *forme de eroziune* :

a) canalul de etiaj (talvegul), cu scurgere permanentă și nedelimitat lateral;

b) albia minoră, care corespunde profilului de scurgere permanentă a rîului delimitat de maluri ;

c) albia majoră (lunca), care corespunde profilului ocupat de rîu la viituri (inundații).

2) *forme de acumulare*, care reflectă geometria („arhitectura") depozitelor respective :

a) în albia minoră : aluviuni bazale, bancuri, ostroave sau crivine, renii sau bare arcuite („point bar"), canale colmatate și părăsite ;

b) în albia majoră : pînze aluviale (cîmpii aluviale = „flood plain"), grinduri de viitură („natural levee"), conuri de crevasă, mlaștini în zona cu ape stagnante dintre canale ;

c) conuri de dejecție („alluvial fan"), care intersectează și/sau se suprapun la confluența cu un afluent de ordin inferior peste albia minoră sau majoră ;

B) după gradul de sinuozitate a traiectului rîului (în special în cursul inferior) se deosebesc (fig. 2.8) :

1) *cursuri drepte* (Rin) ;

2) *cursuri despletite* („braided streams") (Volga, Dunărea între Ostrov și Brăila) ;

3) *cursuri meandrate* („meandering streams") — Dunărea pe brațul Sf. Gheorghe, Indus, Mississippi).

Factorii sedimentării. Formele de acumulare sînt determinate de :

— natura rocilor din aria sursă și gradul lor de consolidare ;

— procesele erozive din cursul superior ;

— volumul de apă și dinamica acesteia în profilul rîului (viteză, regim de curgere, turbulență, competență etc.) ;

— poziția organismului fluvial față de regimul climatic (ploios sau arid) ;

— ponderea mecanismelor de transport (debit tractat, debit în suspensie, curgeri în masă etc.) ;

— adîncimea de sedimentare redusă (1—5 m de regulă, rar mai mult).

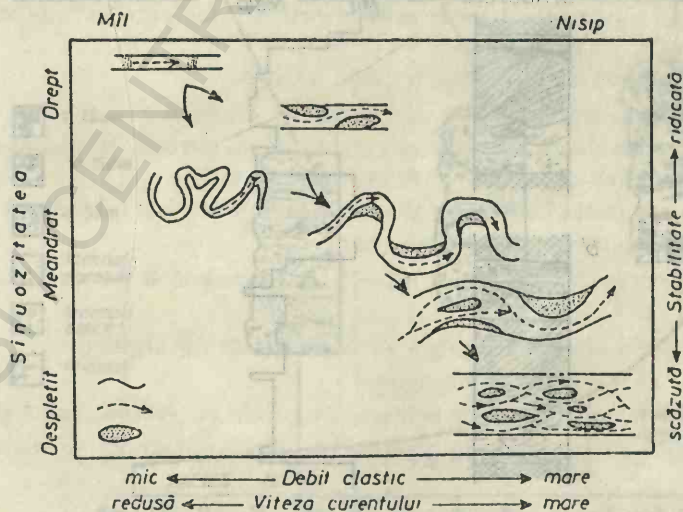


Fig. 2.8. Tipuri de organisme fluviale după gradul de sinuozitate a cursului lor ; sînt redate cîteva trăsături sedimentologice și hidrodinamice [32].

Procese și produse. Procesele de sedimentare sînt exclusiv mecanice și depind de tipul de transport al clastelor — individual în cazul debitului tractat și în suspensie din zona albiei minore și majore și, respectiv, torențial, parțial în masă, în sectorul conurilor de dejecție. Acumularea sedimentelor are loc prin agradare, în zona centrală a canalului de scurgere (și în cîmpia aluvială) și prin acreție laterală în zonele marginale ale canalelor (în renii și grinduri).

Produsele sedimentării fluviatile — *aluviunile* — se caracterizează printr-o mare varietate granulometrică, morfometrică și structurală, care îmbracă trăsăturile unui „facies fluviatil", fie în raport cu formele acumulative, fie cu gradul de sinuozitate a traiectului rîului respectiv. Principalele trăsături sedimentologice ale formelor acumulative sînt (fig. 2.9) :

A) În *zona canalului* și în albia minoră :

(1) pentru aluviunile bazale din zona canalului („channel floorlag") : sedimente grosiere : pietrișuri și nisipuri cu galeți moi, cu resturi de plante și oase, de grosime variabilă (cm-m) ; la suprafața stratelor de nisip „valuri" și ondulații de curent ;

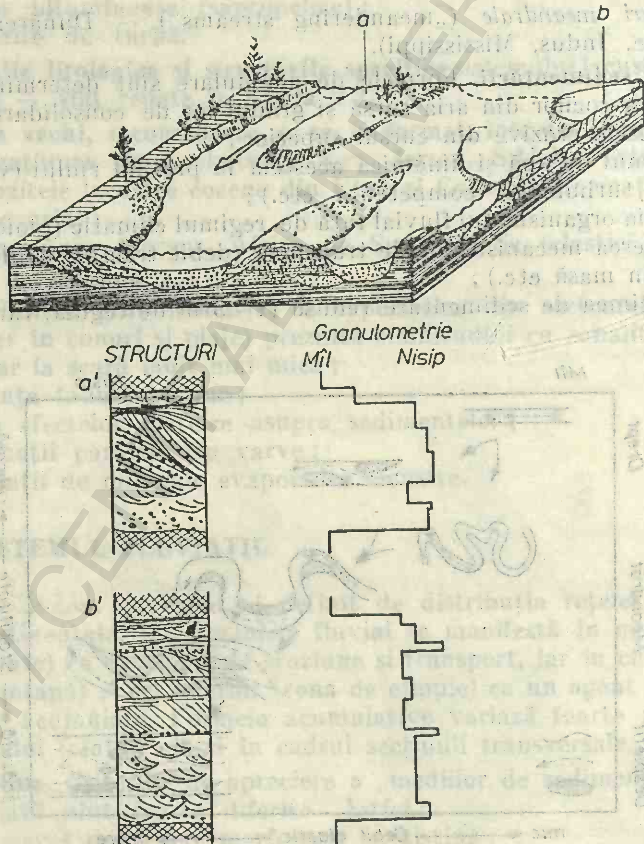


Fig. 2.9. Geometria sedimentelor fluviale în profilul albiei minore *(a)* și al albiei majore *(b)* dintr-un sistem despletit ; coloane litologice printr-o bară longitudinală *(a')* și un banc arcuit (renie — *b'*) [32].

(2) pentru aluviunile axiale, din lungul canalului (în ostroave, insule = „channel bar deposits"): nisipuri cu mai mult de 5% pietrișuri, bine sortate, cu resturi vegetale; *Md* descrește ușor în aval (= 0,16–0,20), iar indicele de rotunjime este ridicat; în succesiune se disting patru secvențe structurale: a) stratificație slabă; b) megaondulații cu lamine sinuoase și drepte; c) stratificație oblică concoidă cu ondulații de curent la scară mică; d) laminație orizontală;

(3) pentru aluviunile marginale din zona canalului (*renii* sau bancuri arcuite = „point bar"): nisipuri și pietrișuri bine sortate, cu resturi vegetale (substanța organică crește cu conținutul de argilă > 50%); corpuri tabulare cu laminație oblică concoidă la scară mică și mare; descreșterea grosimii stratelor se face spre centrul canalului cu trecere la secvențe cu laminație paralelă.

B) În *albia majoră*

(1) în aluviunile din grinduri („natural levee"): alternanțe de nisipuri grosiere (*Md* = 3–5 mm), cu siltite și fracțiune argiloasă, uneori carbonați laminații rare în fracțiunea argiloasă și ondulații de curent în fracțiunea arenitică și siltică;

(2) pentru aluviunile din cîmpiile aluviale („flood plain"): sedimente dominate de fracțiunea lutitică (35–60%), subordonat siltică (20–40%) și arenitică (8–10%) cu *Md* = 0,005–0,06 și σ = 3); stratificație gradată și laminație paralelă cu secvențe de ordinul mm și cm; stratele groase prezintă ondulații asimetrice, iar secvențele pelitice au crăpături de uscare; substanța organică și resturile vegetale sînt neuniform distribuite.

C) În *conurile aluviale* („alluvial fan") apar 4 tipuri de depozite:

(1) curgeri de blocuri („debris flow"), aglomerate în vîrful conului;

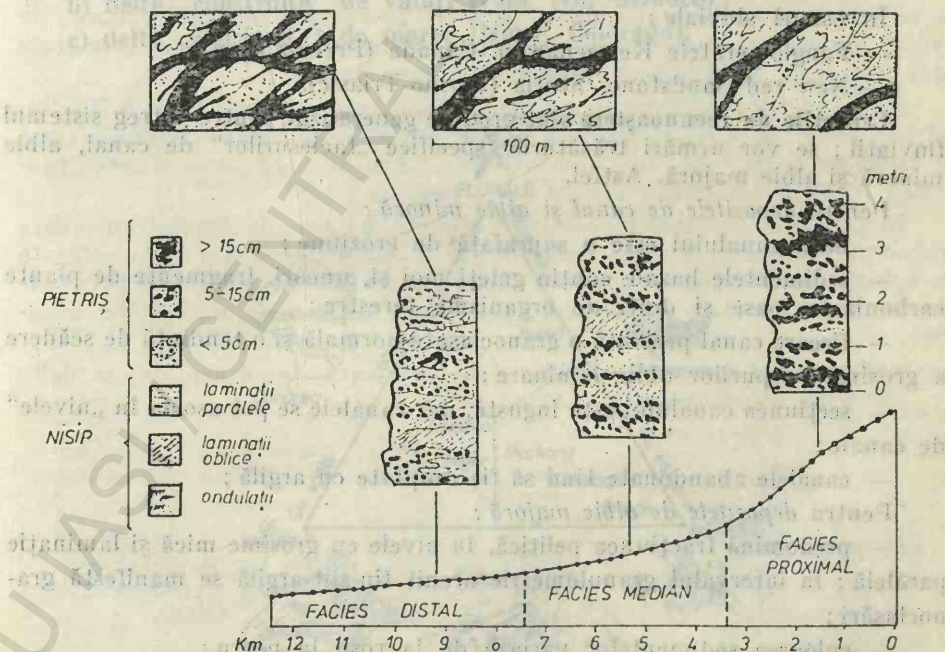


Fig. 2.10. Structuri sedimentare în conul aluvial al unui sistem fluvial despletit [32].

(2) curgeri fluide în pînze torențiale lenticulare („sheet flood deposits") de nisipuri și pietrișuri bine sortate, cu conținut redus de argilă, masive sau cu laminație oblică situate la baza conului sub punctul de intersecție cu canalul principal;

(3) aluviuni în canal („stream channel deposits") în partea superioară a conului, reprezentate prin pietrișuri și nisipuri slab sortate, cu structuri imbricate și, respectiv, oblic laminate; au secțiune lenticulară;

(4) pietrișuri lobate, moderat sortate („sieve deposits") și slab imbricate, alcătuite din fragmente angulare, „colmatate" ulterior cu sedimente fine (de aceea „bimodale").

Resurse minerale și energetice:

— concentrații de minerale grele în aluviuni; „calitatea" produselor este dependentă de natura ariei sursă drenată de rîu;

— concentrații de uraniu (în fracțiunile bogate în substanță organică);

— sistemele vechi sînt gazde bune pentru acumulări de petrol (în fracțiunea arenitică a canalelor de eroziune) și cărbuni (în depozitele mlăștinoase ale albiei majore).

Asociațiile litologice și structurale pentru un sistem fluviatil despletit sînt redate în figura 2.9.

Depozite vechi reconstituite a se fi format în sisteme fluviatile:

Într-un sistem meandrat sînt considerate:

— Old red Sandstone, nordul Europei (Devonian);

— Formațiunea de Catskill, New York St. (Devonian);

— Jurasicul din Pen. Sinai.

În conuri aluviale:

— Fanglomeratele Keweenawan, Canada (Precambrian);

— New red Sandstone, Scoția (Permo-Triasic).

Criteriile de recunoaștere sînt greu de generalizat pentru întreg sistemul fluviatil; se vor urmări trăsăturile specifice „faciesurilor" de canal, albie minoră și albie majoră. Astfel,

Pentru *depozitele de canal și albie minoră:*

— baza canalului este o suprafață de eroziune;

— sedimentele bazale conțin galeți moi și, uneori, fragmente de plante carbonizate, oase și dinți de organisme terestre;

— fiecare canal prezintă o granoclasare normală și o tendință de scădere a grosimii corpurilor oblic laminare;

— secțiunea canalului este îngustă, dar canalele se pot asocia în „nivele" de canale;

— canalele abandonate tind să fie umplute cu argilă;

Pentru *depozitele de albie majoră:*

— predomină fracțiunea pelitică, în nivele cu grosime mică și laminație paralelă; în intervalul granulometric arenit fin-silt-argilă se manifestă granoclasări;

— culoarea sedimentelor variază de la roșu la negru;

— suprafețele de strat au crăpături de uscare, urme de pași, picături de ploaie.

2.5. SISTEMUL DELTAIC

Este domeniul de sedimentare situat la locul de vărsare a unui fluviu într-un lac sau într-o mare, condiționat de aportul masiv de material terigen și de caracteristicile hidrodinamice ale bazinului care le colectează. Sistemul se dezvoltă atît subaerian cît și subacvatic și se extinde prin procese de progradare, care determină acumulări groase de sedimente cu geometria tipică a conurilor de dejecție.

Factorii sedimentării

Regimul fluviului și aportul de material terigen. În regim de viitură debitul solid este transportat pe fund și în suspensie, în cantitate mare, iar în regim normal este antrenat în suspensie, în cantități mai reduse. Aportul total de material terigen este apreciat la mil. tone/an (23 — Niger, 90 — Dunărea, 469 — Mississippi, 635 — Gange) și trebuie corelat cu regimul climatic în care este situat bazinul hidrografic respectiv. Procesele frecvente de *avulsie* (schimbarea frecventă a direcției cursului în cîmpia aluvială) explică marea varietate a formelor de eroziune și acumulare.

Regimul hidrodinamic al bazinului de acumulare. Este determinat de mișcarea valurilor, sistemul de curenți mareici și curenți litorali, funcție de a căror „energie" sedimentele aduse de rîu sînt amestecate cu sedimente litorale și neritice sau sînt îndepărtate din zona de vărsare. Echilibrul depozițional care se stabilește între aportul de aluviuni și aportul de sedimente deplasate de valuri și maree determină geometria sistemelor deltaice și distribuția faciesurilor în 3 subsisteme distincte (fig. 2.11) :

a) delte „construite" de fluviu (Mississippi) ;

b) delte „construite" de valuri (Ron, Nil, Orinoco) ;

c) delte „construite" de maree (Niger, Colorado).

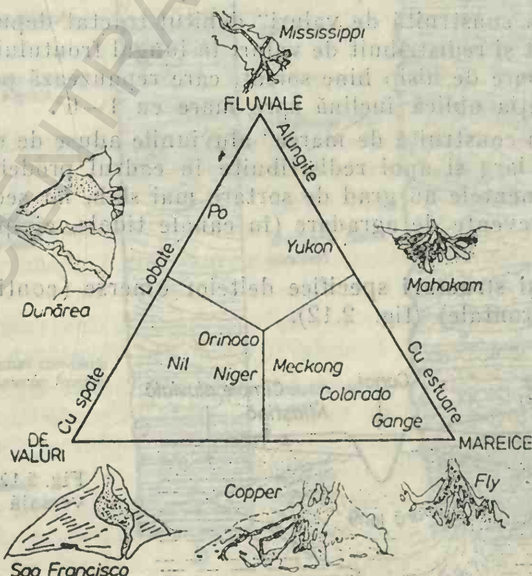


Fig. 2.11. Geometria deltelor și procesele constructive (exemple de delte din lume) [32].

Oscilațiile nivelului de bază. Ele condiționează raportul dintre acumularea sedimentelor (activă cînd nivelul se ridică) și eroziunea lor (mai intensă cînd nivelul coboară.) La aport terigen important, scăderea nivelului stimulează progradarea. Poziția nivelului de bază, la un moment dat, și procesele care domină spațiile respective determină două subdiviziuni importante ale sistemului deltaic :

a) delta emersă, subaeriană („flood plain") ;

b) delta submersă, subacvatică (delta frontală).

Cadrul topografic și batimetric al bazinului. Condiționează acumularea și stabilitatea aluviunilor în spațiul deltaic (de ex. în golfuri și estuare) ; adîncimea de depunere imprimă energia de bazin și, astfel, granulometria sedimentelor respective.

Regimul tectonic. Subsidența activă asigură acumularea masivă a sedimentelor și explică grosimea foarte mare a depozitelor deltaice.

Salinitatea apelor. Influențează depunerea coloizilor și a substanței organice în delta frontală.

Procese și produse. Sistemul depozițional deltaic este controlat, în exclusivitate, de procese mecanice construcționale și erozionale, dezvoltate în mediu acvatic prin curenți fluviatili, valuri sau maree. Produsele acumulate sînt, exclusiv, clastice și se acumulează în corpuri de dimensiuni și forme variate (canale colmatate, grinduri, bare transversale și longitudinale, renii, cîmpii aluviale), cu structuri interne caracteristice (stratificații oblice la scară mare, stratificații paralele cu granoclasare, structuri masive). Subsistemele din spațiul deltaic se caracterizează prin următoarele trăsături :

1) În „delta construită de fluviu" rata de aluvionare este mai mare decît energia bazinului de a reprelucra materialul adus de rîuri și de a modifica marginea deltei active, prin valuri și curenți. Acest mecanism conduce la secvențe verticale granoclasate negativ, acumulate prin progradare ; în cadrul lor unitățile superioare sînt tăiate de canale de eroziune, colmatate prin agradare, limitele unităților înclină spre bazine.

2) În „delta construită de valuri" debitul tractat depus la gura fluviului este prelucrat și redistribuit de valuri în lungul frontului deltei sub formă de cordoane și bare de nisip bine sortat, care repauzează peste mîlurile prodeltei. Stratificația oblică înclină spre mare cu 1—6°.

3) În „delta construită de maree" aluviunile aduse de rîu sînt antrenate la început spre larg și apoi redistribuite în cadrul prodeltei și amestecate cu mîluri ; sedimentele au grad de sortare mai slab, iar secvențele prograde alternează cu secvențe de agradare (în canale tidale, cîmpii aluviale, mlaștini).

Sedimente și structuri specifice deltelor emerse (continentale) și deltelor submerse (frontale) (fig. 2.12).

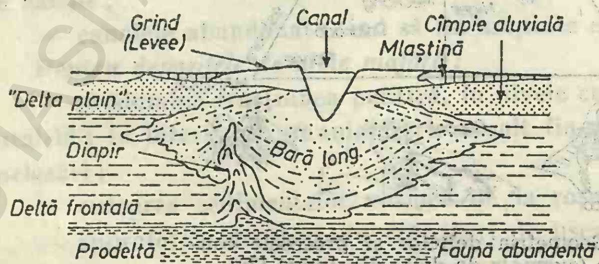


Fig. 2.12. Secțiune transversală printr-un lob deltaic.

În *delta emersă* se poate distinge următoarea succesiune (de jos în sus) : a) pietrișuri și nisipuri grosiere bazale (de renii) și nisipuri fine granulare (de colmatare a canalelor), cu laminație oblică la scară mare, granoclasare și mecanoglife de eroziune ; b) pînze aluviale siltice și lutitice cu laminație paralelă (din interfluvii sau cîmpii aluviale) ; c) nisipuri și siltite (din grinduri) cu laminație oblică la scară mică, caneluri de eroziune și resturi de plante.

În *delta frontală*, depozitele sînt nisipuri bine sortate, fin granulare, cu ondulații de valuri și curenți, cu laminații oblice la scară mică și mare, cu mecanoglife și urme ale activității biotice (în cadrul barelor de la gurile de vărsare). Distal față de gura de vărsare depozitele devin mai fine și capătă laminație paralelă ; pot apărea structuri de bioturație și poate crește conținutul de substanță organică.

Resurse minerale și energetice. Nisipurile deltaice actuale — din bare, canale și grinduri — pot fi purtătoare de minerale grele ; cele vechi, cînd cumulează în evoluția unei delte grosimi mari, devin importante rezervoare pentru hidrocarburi.

Mîlurile și silturile din cîmpiile aluviale, lacuri și mlaștini se pot asocia cu depozite de cărbuni.

În deltele frontale se pot forma concentrații de uraniu.

Asociațiile litologice specifice faciesurilor deltaice construite de fluvii, valuri și maree sînt arătate în coloanele din figura 2.13.

Depozite deltaice vechi se găsesc în formațiuni de toate vîrstele. Exemple clasice :

— Formațiunea de Catskill, S.U.A., Devonian superior ;
— Formațiunea deltaică Keuper, Germania de vest, Triasic ;
— Formațiunea de Wealden, Marea Britanie, Triasic.

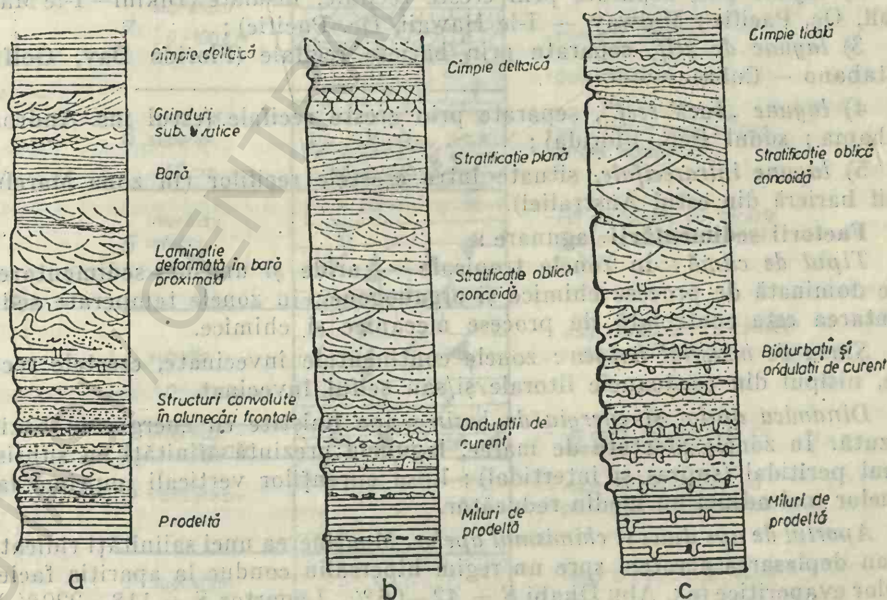


Fig. 2.13. Asociații litologice, structuri și faciesuri pentru sistemele deltaice construite de fluvii *(a)*, valuri *(b)* și maree *(c)* [32].

Criteriile de recunoaştere au la bază :

— analiza secvenţelor verticale şi precizarea orientării şi geometriei corpurilor de sedimente (în special de nisipuri) ;

— relaţiile cu formaţiunile învecinate şi stabilirea schimbărilor granulometrice, compoziţionale şi structurale în faciesurile proximal-distal, axial-lateral ;

— stabilirea sistemului de paleocurenţi şi conexiunea lor cu ariile sursă ;

— un sistem deltaic este cuprins între un substrat de mîluri (argile) cu laminaţie orizontală reprezentînd faciesul de prodeltă şi o cuvertură de mîluri (argile) şi calcare reprezentînd faciesul de şelf deschis.

2.6. SISTEMUL LAGUNAR

„Laguna" este un mediu particular de sedimentare ocupat de ape marine — salmastre, normale sau hipersaline —, cuprins între continent şi cordoanele litorale. Trăsăturile sale sînt determinate de aportul intermitent şi unidirecţional al apei de mare în bazin, de legăturile strînse cu zonele continentale ; contactul direct cu marea sau oceanul se realizează prin intermediul unui canal sau „portiţe". În zonele litorale, lagunele ocupă o suprafaţă de 13%.

Subsisteme de sedimentare. Sînt determinate de poziţia bazinului faţă de regimul climatic, deosebindu-se lagune în climat temperat-umed şi lagune în climat tropical-arid, şi de natura barelor sau cordoanelor care le separă de ocean, diferenţiindu-se :

1) *lagune de coastă*, separate prin peninsule sau insule (Abu Dhabi, G. Persic ; Lagartos, G.Mexic ; Coorong Lagoon, Australia) ;

2) *lagune atol*, separate prin creste recifale, insulare (Bikini—I-le Marshall, Oc. Pacific ; Midway — I-le Hawaii, Oc. Pacific) ;

3) *lagune de şelf*, separate prin bariere recifale (Florida Bay, Golful Batabano — Cuba) ;

4) *lagune „back reef"*, separate prin creste recifale (estul ins. Andros-Bahama ; sudul Pen. Florida) ;

5) *lagune intrarecifale*, situate între crestele recifilor (în zona Marelui recif barieră din estul Australiei).

Factorii sedimentării lagunare :

Tipul de climă : în zonele tropicale — aride şi umede—sedimentarea este dominată de procese chimice şi organogene ; în zonele temperate sedimentarea este controlată de procese mecanice şi chimice.

Sursa de material terigen : zonele continentale învecinate, crestele recifale, nisipul din cordoanele litorale şi/sau şelful învecinat.

Dinamica apelor şi energia de bazin : ape liniştite cu energie de bazin scăzută. În zonele afectate de maree, lagunele prezintă afinităţi cu subsistemul peritidal (supra- şi intertidal) ; lipsa curenţilor verticali imprimă lagunelor mai adînci un mediu reducător.

Aportul de ape dulci şi chimismul apelor. Menţinerea unei salinităţi ridicate şi/sau deplasarea acesteia spre un regim hipersalin conduc la apariţia faciesurilor evaporitice (ex. Abu Dhabi $S = 42-66‰$, Lagartos $S = 118-220‰$).

Adîncimea apelor : de la 1—2 m (ex. Largatos, Florida de sud) la peste 50 m (Bikini ; şelful Honduras — 64 m) ; în medie 8—18 m.

Morfologia fundului: neregulată, frecvent brăzdată de canale longitudinale și transversale.

Activitatea biotică: dominată de alge — *Thalassia, Halimeda, Penicilus*, alge verzi și roșii și organisme animale — foraminifere, moluște, echinoderme, corali.

Procese și produse. Natura sedimentelor într-un sistem lagunar poate fi:

— *mecanică:* claste ajunse în bazin datorită valurilor de furtună, curenților fluviatili continentali. Fracțiunile granulometrice grosiere (pietriș și, în special, nisip) se concentrează marginal și capătă laminații oblice și ondulații de curent, iar cele fine, lutitice, se depun în centrul lagunei și se asociază cu substanță organică (mîluri sapropelice) și sînt frecvent bioturbate);

— *chimică:* minerale carbonatice (dolomit, calcit magnezian, aragonit sub formă de ooide, peloide) și evaporitice (halit, anhidrit, gips);

— *biotică:* mîluri și nisipuri scheletale, sedimente peletale cu frecvente structuri de bioturație și îndințări laterale de facies (în special spre cele de flanc recifal — coralgale).

Resurse minerale: depozite evaporitice și mîluri sapropelice.

Asociații litologice lagunare (de climat arid) care s-au acumulat în spatele unui cordon litoral, în timpul unei transgresiuni, sînt redate în figura 2.14.

Depozite vechi. Date fiind similitudinile dintre sistemele peritidale și cele lagunare probabil că multe din asociațiile litorale de climat arid s-au
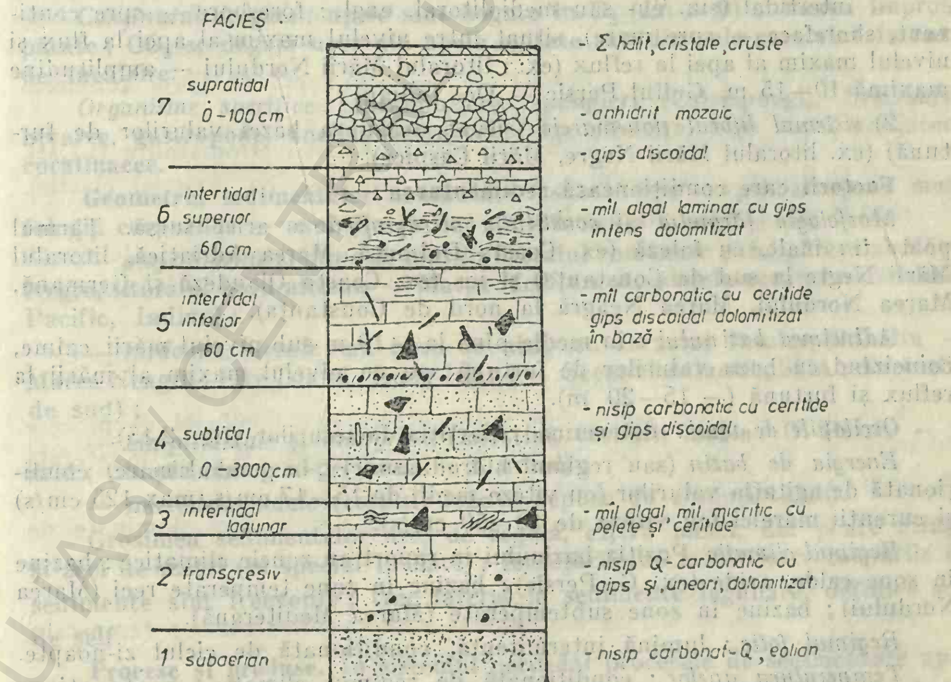


Fig. 2.14. Succesiuni faciale și litologice într-o lagună în sistem mareic și climat arid [51].

acumulat în „regim" lagunar. Există dificultăți în identificarea cordoanelor litorale. Sînt considerate : sisteme lagunare de climat temperat :

— Formațiunea de Mesaverde, Cretacic, SUA;

— Gresia de Condroz, Devonian, Belgia. La cele de climat tropical se consideră o parte din vechile depozite evaporitice de la nivelul Permianului (Stassfurt, Solikamsk și Miocenului (molassa subcarpatică).

Criterii de reconstituire :

— extinderea redusă și geometria depozitelor ;

— prezența faciesurilor lutitice cu îndințări rapide spre faciesurile arenitice ;

— existența peletelor asociate cu structuri de bioturbație ;

— prezența nivelelor evaporitice ;

— trecerea, în partea superioară, la depozite continentale paludale.

2.7. SISTEMUL LITORAL

Este un sistem sedimentogenetic suprapus subdomeniului litoral sau de coastă aflat în zona de tranziție dintre domeniul continental și domeniul marin ; se dezvoltă liniar, în lungul țărmului, și este delimitat de sistemul șelfului prin baza valurilor de furtună sau nivelul maxim al mării la reflux.

Subdiviziuni determinate de existența sau lipsa fenomenului mareic :

1) *sistemul peridital* (litoral mareic) cu subzonele de sedimentare :

— supratidal (sin. supralitoral, engl. : backshore) ;

— intertidal (sin. eu- sau mediolitoral, engl. : foreshore — spre continent, shoreface — spre mare), situat între nivelul maxim al apei la flux și nivelul maxim al apei la reflux (ex. : litoralul Mării Nordului — amplitudine maximă 10—15 m, Golful Persic — Oc. Indian) ;

2) *sistemul litoral non-mareic* (situat deasupra bazei valurilor de furtună) (ex. litoralul Mării Negre, Mării Caspice).

Factorii care condiționează sedimentarea :

Morfologia țărmului și *constituția petrografică* a ariei sursă. Țărmul poate fi : înalt, cu faleză (ex. Coasta Dalmată, Marea Adriatică, litoralul Mării Negre la sud de Constanța) și jos (ex. Coasta Olandeză și Germană, Marea Nordului, Marea Neagră la nord de Constanța).

Adîncimea bazinului : în medie pînă la —10 m sub nivelul mării calme, coincizînd cu baza valurilor de furtună sau cu nivelul maxim al mării la reflux și furtună (— 15—20 m).

Oscilațiile de nivel : determină repartiția faciesurilor (fig. 2.15).

Energia de bazin (sau regimul hidrodinamic) : în general mare, condiționată de agitația valurilor (cu viteze medii de 15—17 cm/s, max 125 cm/s) și curenții mareici (cu viteze de 30—50 cm/s).

Regimul climatic. Poziția bazinului în raport cu zonele climatice : bazine în zone calde, aride (ex. G. Persic) ; bazine în zone temperate reci (Marea Nordului) ; bazine în zone subtemperate (Marea Mediterană).

Regimul fotic : lumină intermitentă, condiționată de ciclul zi-noapte.

Temperatura apelor : condiționată de regimul climatic ; poate atinge valori medii de 7—10°C în zonele temperate reci, 15°C în zonele temperate calde, 24°C în zonele subtropicale, 26°C în zonele ecuatoriale.

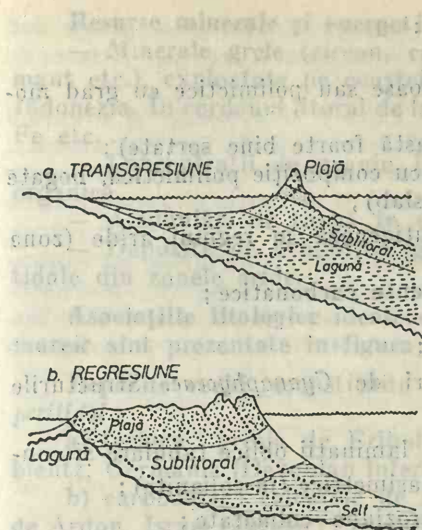


Fig. 2.15. Repartiția sedimentelor litorale determinată de oscilațiile nivelul de bază [32].

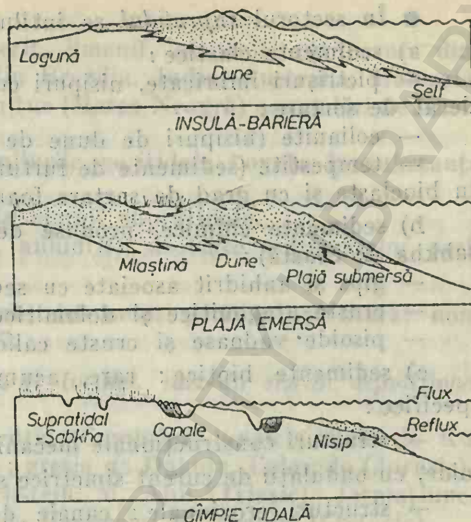


Fig. 2.16. Morfologia zonelor litorale și geometria corpurilor de nisip acumulate în cadrul lor [32].

Salinitatea apelor : variabilă, condiționată de aportul de ape dulci continentale și de regimul climatic (arid, cînd *S* este mai mare și umed, cînd *S* scade).

Conținutul de gaze : apele sînt bogate în O_2 ($Eh > 0$) și mereu împrospătate ; CO_2 se degajă ușor din apele agitate sau din cele care sînt în curs de încălzire.

Organisme specifice : foraminifere, spongieri (Calcispongi), briozoare, bivalve, gastropode, anelizi, ostracode, alge albastre, alge verzi, codiacee, coralinacee.

Geometria sedimentelor acumulate („subsisteme" exprimate prin morfologia corpurilor — exemple clasice cu sedimentare activă) (fig. 2.16) :

— *plaje marine* și *dune de coastă* (litoralul românesc și bulgăresc al Mării Negre, litoralul nord african — Marea Mediterană, plajele oceanelor Atlantic Pacific, Indian) ;

— *cordoane litorale* sau bare de nisip cu caracter insular (Sahalin — Marea Neagră ; Fire Island ; Long Island — Oceanul Atlantic, SUA ; Australia de sud) ;

— *cîmpii tidale* și *mangrove* (mlaștini, turbării locale : G. Persic — r. arid ; Cîmpia olandezo-germană — r. umed) ;

— *microdelte tidale* (corpuri lobate depuse de curenți tidali).

Grosimea sedimentelor are, de regulă, cîțiva metri, dar poate atinge și zeci de metri (în special în bare) ; îndințările de facies între corpurile de sedimente sînt frecvente ; trec lateral la sedimente lagunare, deltaice sau de șelf.

Procese și produse. În sistemul peritidal procesele de sedimentare apar controlate de factori mecanici, chimici și biotici și se diferențiază după domeniul în care aceștia acționează.

● În sectorul *supratidal* se întîlnesc:

a) sedimente clastice:

— pietrișuri imbricate, nisipuri cuarțoase sau polimictice cu grad moderat de sortare;

— eolianite (nisipuri de dune de coastă foarte bine sortate);

— tempestite (sedimente de furtună, cu compoziție polimictică, bogate în bioclaste și cu grad de sortare foarte slab);

b) sedimente chimice, produse de autigeneză în regiuni aride (zona sabkha de coastă):

— gips și anhidrit asociate cu sedimente carbonatice;

— cruste aragonitice și dolomitice;

— pisoide vadoase și cruste caliche;

c) sedimente biotice: rare, acumulări de *Cyanophyceae*. Structurile specifice:

— structuri construcționale mecanice: laminații oblice tabulare și concoide, cu ondulații de curent simetrice sau asimetrice (în eolianite);

— structuri erozionale: canale de eroziune colmatate;

— structuri chimice: de cimentare, pseudomorfoze de halit sau gips după carbonați;

— diverse bioglife (urme de reptație).

● În sectorul *intertidal* se întîlnesc:

a) sedimente clastice: — ritmite(periodite) formate din alternanțe de secvențe arenitice (nisipuri depuse la flux) și secvențe siltice sau lutitice (silturi și mîluri depuse la reflux); — tempestite arenitice slab sortate, continuarea celor din sectorul supratidal;

b) sedimente chimice: „beach rock" — sedimente de plajă submersă (și emersă) cimentate prin carbonați și/sau sulfați;

c) sedimente biotice: produse de acreție algală: stromatolite (LLH), oncolite și *tidalite* (alternanțe periodice de mîl algal cu material clastic). Structurile specifice:

— pentru sedimentele clastice: microondulații de valuri, laminații paralele și crăpături de contracție; caneluri de eroziune și riduri de dragaj; bioturbații figurative;

— pentru sedimentele carbonatice; structuri fenestrale și „birdseye";

— pentru structurile bioconstruite; structuri laminitice.

● În *sistemul litoral non-mareic* sedimentarea este dominată de procese mecanice, iar acumularea clastelor are loc prin progradare și acreație laterală cu formare de plaje și cordoane litorale.

Sedimentele clastice, foarte variate granulometric, sînt dominate de pietrișuri (în apropierea țărmurilor înalte) și de nisipuri și silturi polimictice (în dreptul țărmurilor joase).

Falunele — acumulări de bioclaste — sînt specifice zonelor temperate și calde și reprezintă, de multe ori, tempestite.

Structuri specifice: laminații paralele, laminații oblice, galeți imbricați, ondulații eoliene și ondulații de valuri.

Resurse minerale și energetice :

— Minerale grele (zircon, casiterit, ilmenit, monazit, rutil, aur, diamant etc.), exploatate pe coastele din Brazilia, India, Australia, Malaezia, Indonezia. În cordonul litoral de la Chituc (Marea Neagră) acumulări de titan, Fe etc.

— Concentrații de uraniu în mîlurile peritidale bogate în substanță organică.

— Acumulări de turbă în unele cîmpii supratidale.

— Depozite de evaporite (gips, anhidrit), asociate sedimentelor peritidale din zonele aride.

Asociațiile litologice idealizate ale sistemelor peritidal și litoral nonmareic sînt prezentate în figura 2.17.

Depozite vechi reconstituite a se fi format într-un *sistem depozițional peritidal :*

a) terigen : gresia de Eribol, Scoția (Cambrian) ; epiclastitele de Koblentz, Germania (Devonian inferior) ; gresia de Dakota, Colorado (Jurasic) ;

b) carbonatic : calcarele de Dachstein, M. Alpi (Triasic) ; formațiunea de Ardon, Israel (Jurasic) ; calcarele de Massiccio, M. Apenini (Cretacic).

Într-un *sistem litoral non-marcic :*

a) plaje de regresiune : nisipurile zirconifere din California (Miocen) ;

b) plaje de transgresiune : gresia de Baraboo, Wisconsin (Cainozic).

Criterii de recunoaștere :

Pentru *depozitele peritidale :*

— delimitare netă față de formațiunile cu care se asociază ; de regulă acoperă depozite marine acolo unde a avut loc o progradare și, respectiv, o regresiune și acoperă depozite continentale sau suprafețe de eroziune unde marea a transgredat ;

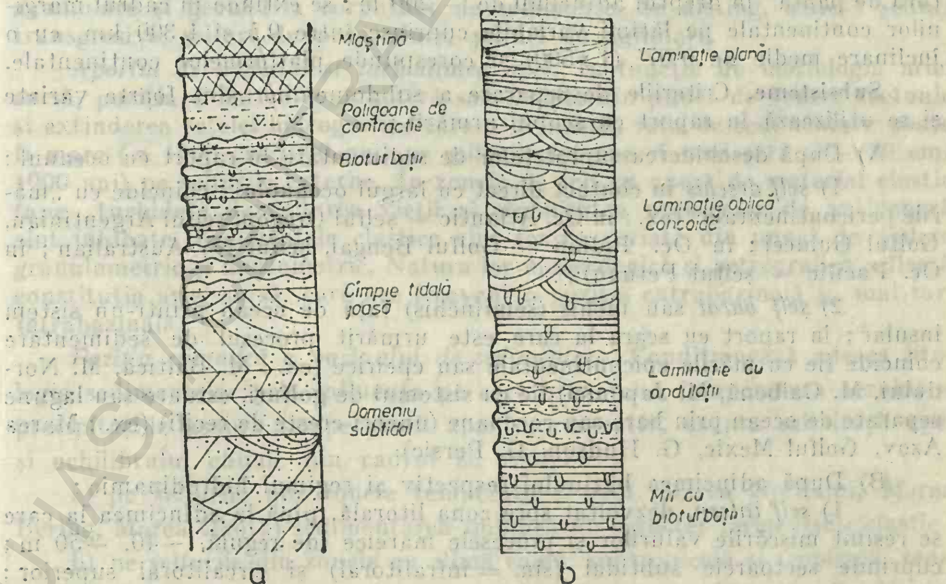


Fig. 2.17. Asociații litologice și structurale pentru sistemul litoral peritidal, cu bare de nisip *(a)* și cîmpii tidale de progradare *(b)* [32].

— depozitele includ siltite la partea superioară (strate mai groase sub strate mai subțiri) și au în bază bioclaste ; de asemenea, secvențe ritmice de nisip-mîl ;

— depozitele supratidale pot conține calcare și dolomite și eventual evaporite ; au intraclaste de dimensiuni centimetrice, fosile rare sau absente, stromatolite LLH, impresiuni de plante, microborings-uri, structuri laminitice, birdseye, crăpături de uscare paralele cu stratificația și uneori caliche și pisoide vadoase ;

— depozitele intertidale prezintă schimbări rapide de facies, au calcare și dolomite cu ooide, peloide, de asemenea, organisme adaptate, stromatolite spongiostrome, oncoide și bioturbații verticale ; intraclastele sînt imbricate ; se întîlnesc structuri fenestrale („loferite"), birdseye și poligoane de contracție.

Depozitele litorale non-mareice :

— conțin sedimente terigene polimictice ;

— acumulări masive de bioclaste ;

— granulometrie variată și sortare moderată ;

— prezintă importante variații laterale de facies, amestec de material biogen și epiclastic, galeți imbricați cu înclinare spre bazin laminații oblice tabulare și ondulații simetrice și asimetrice.

2.8. SISTEMUL ȘELFULUI (DOMENIUL NERITIC)

Acest domeniu de sedimentare este cuprins între zona litorală și extremitatea superioară a taluzului continental marcată de o importantă „ruptură de pantă" în dreptul adîncimii de — 200 m ; se extinde în cadrul marginilor continentale pe lățimi variabile cuprinse între 0,5 și 1 300 km, cu o înclinare medie de 0°07′ (1 : 500) și corespunde platformelor continentale.

Subsisteme. Criteriile de separare a subdomeniilor sînt foarte variate și se utilizează în raport cu scopul urmărit :

A) După deschiderea suprafețelor de sedimentare în raport cu oceanul :

1) *șelf deschis* în contact direct cu largul oceanului ; coincide cu „mările pericontinentale" (ex. : în Oc. Atlantic — șelful Oregon, șelful Argentinian, Golful Guineei ; în Oc. Indian — Golful Bengal, șelful NV-Australian ; în Oc. Pacific — șelful Peruan) ;

2) *șelf barat* sau închis (semiînchis) față de ocean printr-un sistem insular ; în raport cu scara la care este urmărit procesul de sedimentare coincide fie cu mările epicontinentale sau epeirice (ex. : M. Baltică, M. Nordului, M. Galbenă, M. Japoniei) fie cu sistemul de golfuri, estuare sau lagune separate de ocean prin bare sau cordoane (uneori creste de recifi) (ex. : Marea Azov, Golful Mexic, G. Hudson, G. Persic).

B) După adîncimea bazinului respectiv și regimul hidrodinamic :

1) *șelf intern*, dezvoltat spre zona litorală, pînă la adîncimea la care se resimt mișcările valurilor și procesele mareice (de regulă, —40, —50 m ; cuprinde sectoarele subtidal (sin. = infralitoral) și circalitoral superior ;

2) *șelf extern*, dezvoltat spre taluzul continental pînă la adîncimea de —200 m și aflat sub influența curenților oceanici și a curenților de densitate, descendenți și ascendenți (sin. = circalitoral inferior) ;

C) După poziția tectostructurală în raport cu dinamica crustei terestre :

1) *șelfuri de expansiune* (Marea Roșie) ;

2) *șelfuri de coliziune* (șelful Peru — Chile) ;

3) *șelfuri marginale* din sectoare cu arcuri insulare (Marea Japoniei).

Factorii care condiționează sedimentarea :

Regimul hidrodinamic și „energia de bazin". Sînt determinate de diversele forme de mișcare a apei în bazin și transmiterea ei spre suprafața de sedimentare : a) valuri normale (cu viteză de cîțiva cm/s) și valuri de furtună (60 cm/s) ; b) curenți mareici (100 cm/s) ; c) curenți oceanici de suprafață (80—200 cm/s) sau de fund. Se vor dezvolta șelfuri construite de maree (ex. : Golful Coreei, G. Californiei, G. Persic) și șelfuri construite de furtună (ex. : Marea Bering, ; șelful Oregon). Forma de mișcare a apei influențează deplasarea și dispersia sedimentelor în bazin, amestecul sedimentelor, distribuția faciesurilor (zonalitatea sedimentelor : grosiere în zona cu energie de bazin ridicată și fine în zona cu energie de bazin scăzută), aerisirea apelor, formarea structurilor construcționale și erozionale etc. Regimul hidrodinamic actual controlează acumularea sedimentelor *actuale* care se află în echilibru cu acesta ; în domeniul neritic „aflorează" și sedimente *relicte* (care ocupă ≈ 70% din zonele de șelf și care nu sînt în echilibru cu regimul hidrodinamic al sectorului respectiv). Din acest punct de vedere în sedimentele actuale se pot găsi și sedimente *palimpsestice*, preluate din alte cicluri geologice și intens prelucrate.

Oscilațiile de nivel. Mișcările eustatice pozitive și negative exprimate în timp geologic prin transgresiuni și regresiuni marine condiționează adîncimea de sedimentare (care crește la transgresiuni și scade la regresiuni), aportul de material terigen (mai abundent și progresiv grosier în timpul unei regresiuni, mai slab și progresiv fin în timpul unei transgresiuni), mecanismul de acumulare și geometria corpurilor de sedimente. Se disting, astfel : șelfuri transgresive, șelfuri de progradare, șelfuri de agradare.

Aportul de material și turbiditatea apei. În funcție de morfologia ariei sursă, poziția ei într-o zonă activă sau stabilă din punct de vedere tectonic și extinderea rețelei hidrografice care o drenează, rata de sedimentare poate fi mare (≈ 1000 cm/1000 ani) pe șelfurile interne și moderată (10—30 cm/ 1000 ani) pe șelfurile externe. În zonele de șelf cu aport de material clastic (ape „turbide") dezvoltarea vieții și stabilitatea proceselor de autigeneză sînt inhibate. Sedimentele clastice sînt foarte variate din punct de vedere granulometric și morfometric. Natura lor mineralogică și petrografică reflectă constituția ariei sursă, care are frecvent o poziție extrabazinală și, mai rar, intrabazinală.

Poziția climatică a bazinului de sedimentare. Condiționează adesea litologia sedimentelor prin influența pe care o exercită temperatura aerului și precipitațiile asupra temperaturii apei și, respectiv, asupra salinității apei și echilibrului chimic din cadrul ei. Astfel :

a) pe șelfurile din zonele temperate și reci (Marea Nordului, Marea Bering, Marea Ohoțk) sedimentarea îmbracă un caracter terigen-siliciclastic ;

b) pe șelfurile din zonele cu climă caldă, subtropicală și tropicală, sedimentarea îmbracă un caracter preponderent (coasta Florida, G. Mexic) sau exclusiv carbonatic (Pen. Yukatan, Arh. Bahama, NE-Australiei) ; în sectoarele lagunare se depun și evaporite.

Lumina. Condiționează dezvoltarea vegetației bentonice și pelagice și prin aceasta poate stimula sau inhiba procese biotice foarte variate (acreție algală, bioconstrucția coralalgală etc.) ; în zona *folică*, pînă la $-50 \ldots -80$ m se extinde intervalul de existență a algelor care controlează aici și echilibrul CO_2 (respectiv precipitarea carbonaților) ; în zona *disfolică*, care se extinde în restul șelfului, lumina este difuză și favorizează dezvoltarea altor comunități de organisme.

Salinitatea. Este foarte variabilă, condiționată de aportul de ape dulci continentale și de regimul climatic ; ea imprimă un facies salmastru ($S = 5-16$‰), un facies marin-normal ($S = 35$‰) sau hipersalin ($S > 50$‰). Astfel sînt condiționate procesele de autigeneză a carbonaților, sulfaților, halogenurilor sau de creștere și mișcare a curenților de densitate, haloclini sau picnoclini.

Conținutul de gaze. Apele din șelfurile deschise sînt, de regulă, oxigenate ($Eh > 0$), iar cele din șelfurile barate pot avea, uneori, și un Eh negativ. CO_2 crește cu adîncimea : este mai scăzut în sectoarele cu energie de bazin ridicată, temperatura mare și vegetație abundentă. Ambele gaze controlează procesele biotice și, respectiv, autigeneza oxizilor, carbonaților, fosfaților și sulfaților (fig. 2.18).

Temperatura apei. La suprafață aceasta variază cu zona climatică (6—7° la 60° lat., 15°C la 40° lat., 24°C la 20° lat. și 26°C la ecuator), iar în adîncime se menține constantă, în jur de 5—8°C. În apele cu temperaturi medii anuale >21°C este stimulată sedimentarea carbonatică chimică și biotică ; în apele reci se pot forma noduli de mangan (Marea Albă, Marea Kara).

Organisme specifice : foraminifere (Miliolide, Orbitolinide, Alveolinide, Numulitide), corali, briozoare, bivalve (rudiști), gastropode, anelizi, ostracode, echinoderme și alge codiacee (*Halimeda*) și coralinacee, silicoflagelate, coccolite, melobesiee. Productivitate maximă a substanței organice pe șelful intern și diminuarea ei pe șelful extern.

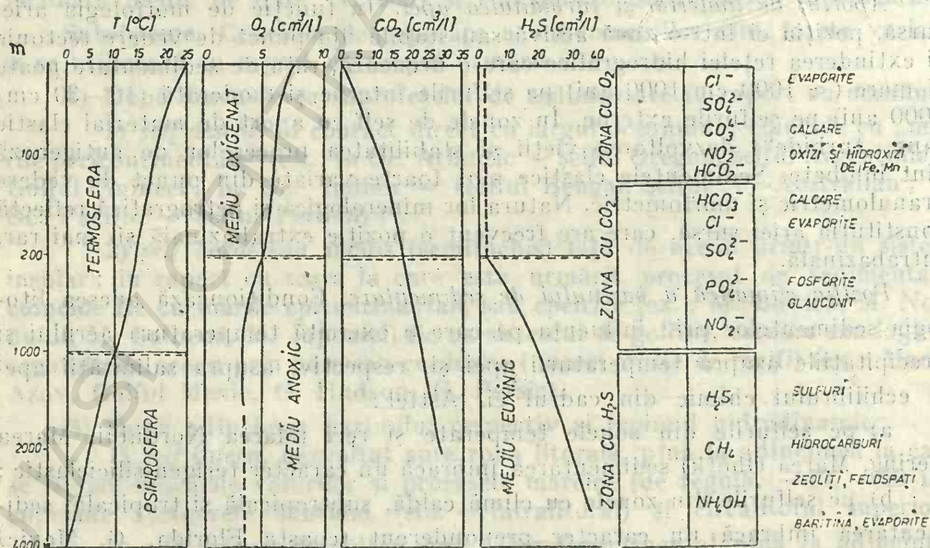


Fig. 2.18. Variația temperaturii și conținutului de gaze în apele de mică adîncime și cele adînci ; sînt indicate și principalele produse chimice care se pot forma.

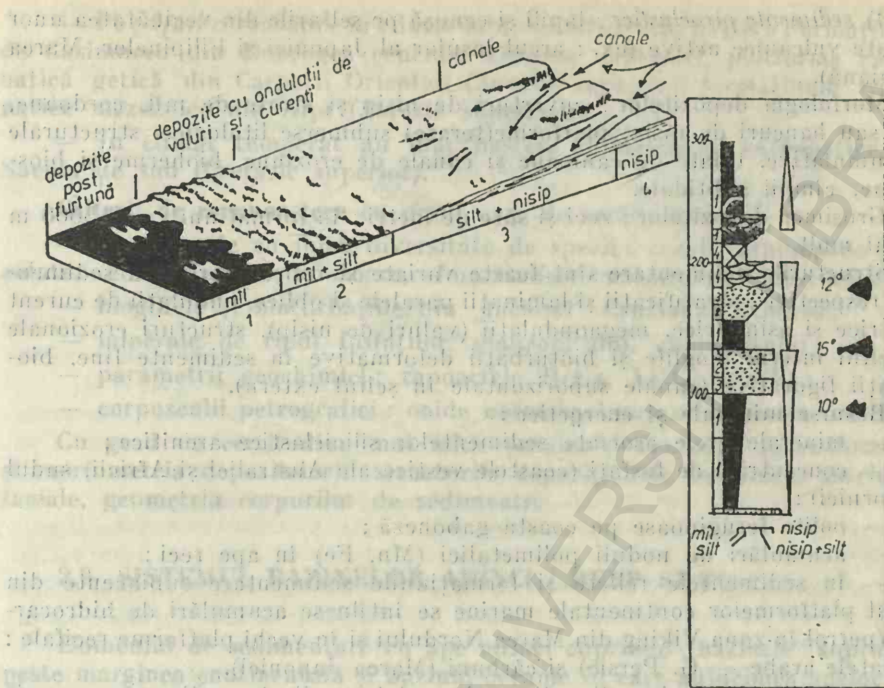


Fig. 2.19. Distribuţia faciesurilor granulometrice în cadrul unui şelf siliciclastic deschis [51].

Procese şi produse. În funcţie de factorii care interacţionează în cadrul unui subdomeniu ponderea proceselor este foarte diferită. La nivelul întregului sistem se desfăşoară, însă, toate tipurile de procese mecanice, biotice şi chimice, generînd următoarele categorii de sedimente (fig. 2.19):

1) *sedimente siliciclastice,* în faciesuri ruditice, nisipoase şi mîloase, dominant cuarţoase, dar şi polimictice; la latitudini mari sînt prezente sedimente glaciare. Parametrii granulometrici foarte variabili ($Md = 0{,}01-0{,}12$ şi *So* Trask$=1-3$). Sedimentele nisipoase se pot asocia cu carbonaţi (ex.: Marea Neagră între Crimeea şi Bosfor, G. Mexic între Rio Grande şi Mississippi);

2) *sedimente biogene,* bioacumulate (*falune*), dar în special bioconstruite de către corali, alge şi biozoare. Formează complexe recifale de o mare varietate petrografică: tip „bafflestone", „bindstone", „framestone" în zona platformei recifale (vezi cap. 4.3) şi calcare clastice pe flancuri (de regulă, tranziţii de la calcirudite, prin calcarenite, la calcilutite). În zonele insulare, pe recifii atoli, sedimentele sînt exclusiv carbonatice, iar pe şelfurile legate pe continent, sedimentele flancurilor interne şi ale „lagunelor" pot fi contaminate cu material siliciclastic (ex.: Arh. Bahama, Marele recif barieră — NE Australiei, şelful Guatemalei, Platforma Kalimantan (Borneo) — Mindanao;

3) *sedimente autigene,* din punct de vedere mineralogic sînt îndeplinite condiţiile precipitării carbonaţilor de calciu, fosfaţilor, glauconitului, oxizilor de fier şi mangan, sulfaţilor, halogenurilor. Din punct de vedere petrografic se individualizează: ooide, peloide, lumpuri, noduli, plăci, cruste, concreţiuni, ciment, pseudomorfoze, agregate de micrit şi micrit magnezian (ex.: Arh. Bahama, coasta vestică a Africii şi Australiei, Marea Baltică).

4) *sedimente piroclastice :* lapili și cenușă pe șelfurile din vecinătatea unor aparate vulcanice active (ex. : arcul insular al Japoniei și Filipinelor, Marea Tireniană).

Morfologia depozitelor : cuverturi de nisip și strate de mîl, cordoane, bare sau bancuri de nisip, platforme(terase) submerse litologice, structurale și acumulative, tăiate de canioane și canale de eroziune, bioherme și biostrome, cîmpii subtidale.

Grosimea depozitelor : zeci și sute de metri ; în formațiuni vechi 5000 m și mai mult.

Structurile sedimentare sînt foarte variate și reflectă originea sedimentelor respective : stratificații și laminații paralele și oblice, ondulații de curent simetrice și asimetrice, megaondulații (valuri de nisip), structuri erozionale pe șelful intern, bioglife și bioturbații deformative în sedimente fine, bioturbații figurative (canale suborizontale în șelful extern).

Resurse minerale și energetice :

— minerale grele asociate sedimentelor siliciclastice arenitice ;

— concentrări de fosfați (coastele vestice ale Australiei și Africii, sudul Californiei) ;

— oolite feruginoase pe coasta gaboneză ;

— acumulări de noduli polimetalici (Mn, Fe) în ape reci ;

— în sedimentele relicte și formațiunile sedimentare subiacente din cadrul platformelor continentale marine se întîlnesc acumulări de hidrocarburi (petrol în zona Viking din Marea Nordului și în vechi platforme recifale : Emiratele arabe — G. Persic) și cărbuni (Marea Japoniei).

Asociațiile litologice din diversele subdomenii de sedimentare : șelf siliciclastic construit de maree și valuri de furtună și șelf carbonatic sînt prezentate în coloanele litologice din figura 2.20.

Depozite vechi interpretate că s-au format în sistem de șelf se cunosc în diferite regiuni, de exemplu :

— Pe *șelfuri siliciclastice* s-au format Gresia de Gallup, New Mexico (Cretacic superior) și formațiunea de Innerelo, Norvegia (Precambrian).

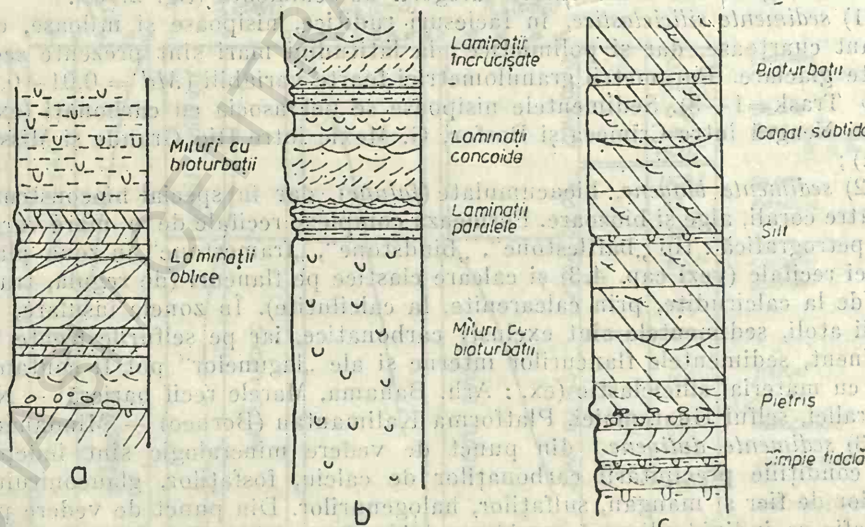


Fig. 2.20. Asociați ilitologice și structurale în cadrul sistemelor de șelf : transgresiv *(a)*, de progradare *(b)* și de agradare *(c)* [32].

— Pe *şelfuri carbonatice* în climat subtropical au luat naştere Formaţiunea de Casimncea din Dobrogea centrală (Jurasic superior), platforma carbonatică getică din Carpaţii Orientali (Jurasic superior), formaţiunile carbonatice mezozoice din Alpi (Jurasic superior).

— În climat temperat au luat naştere formaţiunile carbonatice din Suedia de sud (Cretacic superior).

Criterii de recunoaştere cu grad mare de certitudine :

— organismele cu mică diversitate de specii : corali, brahiopode articulate, echinoderme, briozoare, foraminifere calcaroase, dasicladaceae ;

— bioglifele şi bioturbaţiile din „faciesul" Cruziana, Skolitos ;

— minerale de tipul fosfaţilor, glauconitului, chamositului ;

— parametrii geochimici : rapoartele B/Ga, Li/Ga, Ca/Fe ;

— corpusculii petrografici : ooide normale, lump-uri, oncoide, cortoide.

Cu grad de certitudine mai mic : parametri texturali (granulometria şi morfometria depozitelor) ; structurile depoziţionale mecanice, asociaţiile faciale, geometria corpurilor de sedimente.

2.9. SISTEMUL BAZINELOR ADÎNCI („DEEP SEA")

Domeniul de sedimentare cu ape adînci cuprinde „bazinele" suprapuse peste marginea continentală şi bazinul oceanic în care adîncimea apelor este mai mare de −200 m. El este, astfel, mărginit spre ariile continentale de sistemul de şelf şi are un substrat alcătuit atît din litosferă continentală cît şi din litosferă oceanică. Ocupă cea mai mare suprafaţă de sedimentare de pe glob.

Subsistemele separate după criteriul batimetric şi geomorfologic (relieful fundului) corespund cel mai bine necesităţilor impuse de particularităţile sedimentologice ale bazinelor. Astfel :

Adîncimea apei la interfaţa cu sedimentul	Zone batimetrice	Unităţi geomorfologice
−200 m		
	batială	clinoforme = taluz (povîrniş continental)
−1 500 ; −2 000		
	abisală	fondoforme = piemont oceanic; = cîmpie abisală; = fose
−5 000 ; −6 000		
	hadală	

A. Subsistemul clinoformelor (domeniul batial)

Corespunde domeniului de pante subacvatice din zona de margine continentală şi include diverse tipuri de „bazine" marginale. Din punct de vedere morfologic, cuprinde praguri, suprafeţe de povîrniş, microcordiliere, canioane submarine şi conuri cu pante medii de 3—6° (uneori 15° — povîrnişul Floridei, sau chiar verticale — povîrnişul Arhipelagului Bahama).

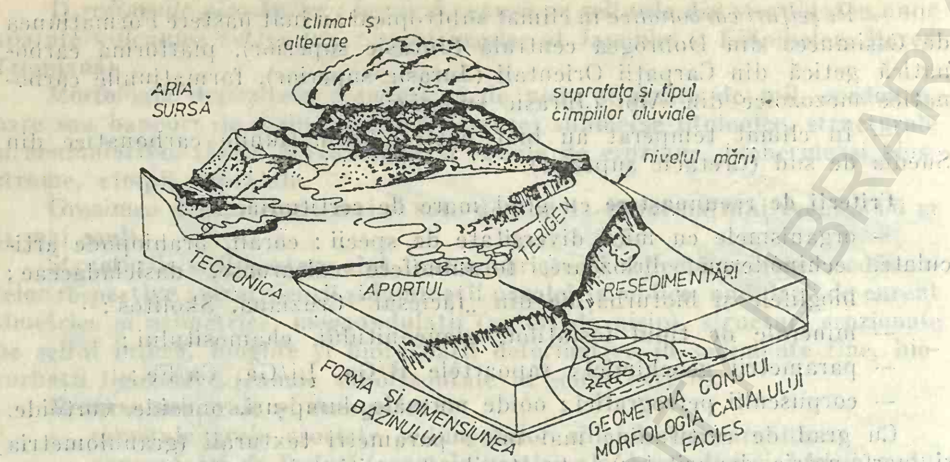


Fig. 2.21. Factorii care controlează sedimentarea în sistemul abisal [17].

Factori. Sedimentarea este controlată de sursa de material, morfologia fundului, energia gravitațională, regimul hidrodinamic și mai puțin de salinitate, temperatură, lumină (fig. 2.21).

Sursa de material poate fi :

a) de origine terigenă : sedimentele din extremitatea oceanică a zonelor de șelf (siliciclastice sau carbonatice), aluviunile aduse de marile fluvii prin albiile submarine pînă deasupra taluzului, depozitele vechi aparținînd substratului continental și care „aflorează" în zona de povîrniș (roci sedimentare epiclastice, calcare, roci piroclastice) ;

b) de origine pelagică : fracțiunea pelitică.

Morfologia fundului și energia gravitațională. Pantele înclinate reprezintă sectoarele de deplasare a sedimentelor, iar suprafețele plane cele de acumulare. Unghiul de pantă controlează viteza de înaintare a depozitelor și determină natura proceselor. Energia gravitațională crește direct proporțional cu valoarea acestui unghi.

Regimul hidrodinamic. Sistemul de curenți este determinat de :

— alunecarea pe pantă a clastelor și densitatea lor în apă (curenți de turbiditate cu densitate mare și mică, viteză $\approx$ 20 m/s) ;

— variațiile de salinitate (curenți haloclini) ;

— variațiile de temperatură (curenți termoclini).

Adesea, curenții termohalini sînt curenți de fund care se deplasează în lungul pantelor (de aceea se numesc și curenți de contur viteză — 5 m/s) ; forța de transport este direct proporțională cu densitatea lor. Energia de bazin în sectoarele afectate de curenți de turbiditate este ridicată ; în zona curenților termohalini este scăzută.

Rata de sedimentare este mare și foarte mare : 10^{-1}...10 m/1 000 ani.

Geometria depozitelor. Sedimentele au grosimi foarte variabile, atingînd sute și mii de metri grosime și îmbrăcînd forma unor corpuri cu geometrie diversă : praguri de taluz (rampe de alunecare ; engl. = *apron*) ; prisme conturitice (în sectoarele centrale) ; cuverturi și conuri submarine (în partea bazală).

Procese și produse. Domeniul batial este dominat de procese mecanice; procesele biotice și chimice nu generează produse semnificative. În zonele superioare procesele sînt predominant erozive, iar în cele inferioare sînt preponderent acumulative. Mecanismele de sedimentare și resedimentare a clastelor sînt controlate de procesele gravitaționale, de pantă (fig. 2.22);

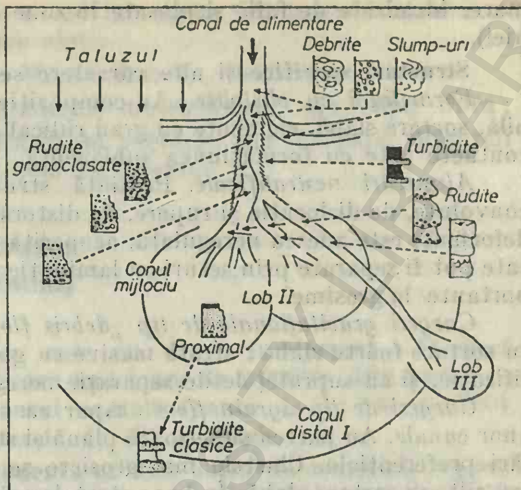


Fig. 2.22. Modelul distribuției sedimentelor la baza taluzului continental și principalele tipuri genetice și granulometrice [32].

1) Transportul în masă se manifestă prin „căderi libere", alunecări gravitaționale și curgeri gravitaționale exprimate spațial printr-o succesiune de depozite ruditice și arenitice care cuprind, din zona superioară spre cea inferioară: a) olistolite și acumulări de blocuri libere (engl. = *rock fall*), b) alunecări nestratificate (engl. = *slide* și *slump*); c) curgeri de sedimente (curgeri fluidizate, curgeri mîloase, (engl. = *grain flow, debris flow, mud flow*) (ex.: Marele Bank $7{,}6 \cdot 10^{11}$ m^3);

2) Curenții de contur, cu densitate scăzută (curenți termoclini) transportă și depun sub formă de *conturite* sedimente fine pelitice și siltice (ex. Curentul Arctic, pe marginea continentală estică a Americii de Nord).

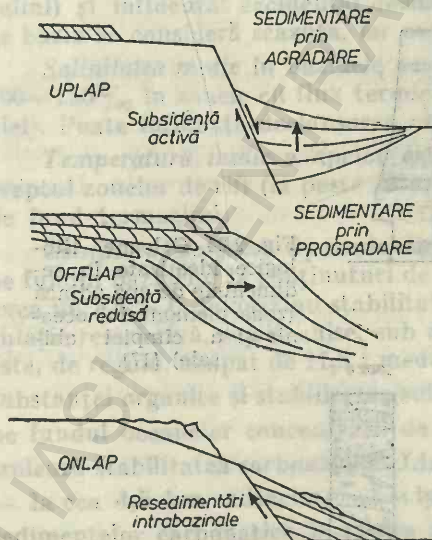


Fig. 2.23. Arhitectura sedimentelor din baza taluzului continental determinată de mecanismele de colmatare și natura substratului [32].

Colmatarea bazinelor, corelată cu oscilațiile de nivel ale mării, se realizează prin progradare și agradare, conducînd la trei modele faciale caracterizate printr-o arhitectură specifică (în nomenclatura anglosaxonă): offlaping, onlapping și uplapping (fig. 2.23).

Offlapping: produs de progradare (la regresiune), în bazine cu subsidență minimă, în lungul marginilor cratonice, asociat, cu delte de coastă și conuri de dejecție superioare (ex. = în extremitatea gurilor de vărsare ale fluviilor Ron, Mississippi, Nil, Niger);

Onlapping: produse recesionale (la transgresiune), care colmatează canioanele și formează praguri de taluz și conuri constructionale (ex. = Yoakum Channel, Formațiunea Frio, Golful Coastei).

Uplapping: produse de agradare acumulate în bazine cu subsidență

mare, încadrate de falii și plasate în zone de „vorland" (ex. coasta Californiei).

Structuri specifice și alte caractere sedimentologice:

Formațiuni cu olistolite. Au compoziție polimictică, granulometrie variabilă, sortare slabă, elemente cu grad ridicat de angulozitate, matrice pelagică, contacte nete cu formațiunea subiacentă.

Alunecări nestratificate. Prezintă structuri interne deformate, adesea convolute, de dislocație și rupere, de distorsiune și rulare; suprafața stratelor deformate este adesea neregulată, acoperită de claste grosiere; unitățile alunecate pot fi separate prin seturi cu laminație paralelă și prezintă modificări importante în grosime.

Curgeri gravitaționale de tip „debris flow": claste într-o masă argiloasă cu sortare foarte slabă; strate masive cu grosimi uneori mari, lipsite de stratificație, și cu suprafețele de separație neregulate.

Curgeri de tip „grain flow". Apar ca strate groase, formînd umplutura unor canale. Au partea superioară plană și structuri omogene, lipsite de orientări preferențiale. Clastele mai grosiere se află într-o matrice de nisip și/sau silt, cu sortare slabă. În baza stratelor sînt posibile granoclasări și filoane clastice; pe talpa stratelor, caneluri de eroziune.

Conturite. Strate subțiri (< 5 cm grosime) cu limite nete în bază și „top", predominant siltice și lutitice, bine sortate, cu stratificație gradată normală și inversă. Uneori, laminații oblice marcate de minerale grele; se dezvoltă paralel cu marginea bazinului.

Resurse minerale și energetice: stratele groase pot fi colectoare foarte bune pentru hidrocarburi.

Asociațiile litologice specifice sînt redate în coloanele din figura 2.24.

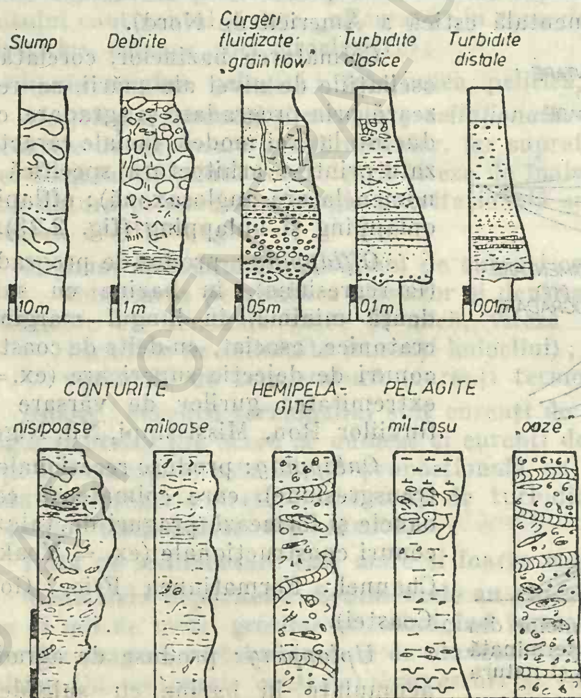


Fig. 2.24. Coloane litologice idealizate în sedimentele de apă adîncă (zona piemontului oceanic și a cîmpiei abisale) [17].

Depozite vechi, considerate ca avînd la origine sedimente batiale acumulate într-un sistem de clinoforme sînt :

— Olistostromele cretacice din Munții Trascău, România ;

— Calcarele de Adneth, cu alunecări nestratificate, din Alpi, Jura ;

— Curgerile gravitaționale din flișul cretacic din Carpații Orientali (România) și flișul mezozoic și cainozoic din Apenini.

B. Subsistemul fondoformelor (domeniul abisal și hadal)

Corespunde bazinelor oceanice care au drept fundament o litosferă oceanică și o adîncime de sedimentare mai mare de 2 000 m. Din punct de vedere morfologic cuprinde piemontul oceanic (pante de 1 : 100, 1 : 700), cîmpiile abisale (1 : 1 000), cordilierele de rift și fosele.

Factorii care controlează sedimentarea sînt sursa de material, regimul hidrodinamic, salinitatea, temperatura apelor, conținutul de gaz, procesele de rift și activitatea biotică.

Sursa de material :

a) aportul terigen din zona taluzului prin intermediul curenților de turbiditate ;

b) materialul pelagic, de larg oceanic, reprezentat prin suspensii fine și organisme (micro.) planctonice și material grosier (accidental) provenit prin topirea blocurilor plutitoare de gheață ;

c) contaminarea cu produse endogene emanate în lungul zonelor de rift sau prin vulcanism subacvatic.

Regimul hidrodinamic. Este dominat de curenți oceanici de fund (termohalini) și influențat accidental de reflexele curenților de turbiditate. Energia de bazin se consideră scăzută, iar mediul calm, liniștit.

Salinitatea medie în bazinele oceanice este de 34,8‰, dar poate depăși 100—150‰ în zonele cu flux termic ridicat (ex. Marea Roșie, Golful Californiei). Poate influența declanșarea unor curenți haloclini.

Temperatura medie a apelor este de 4°C...—1°C, dar crește vizibil în dreptul zonelor de rift (la peste 40°...60°C) și determină apariția unor curenți de fund termoclini.

Conținutul de gaze. O_2 scade direct proporțional cu adîncimea, ajungînd pe fundul bazinelor la conținuturi de 1 cm³/l ; suprafața de sedimentare poate avea un $Eh > 0$, favorizînd stabilitatea oxizilor de Mn, Fe. În bazinele cu circulație restrictivă, semiînchise, sub nivelul pragurilor O_2 dispare, iar locul lui este, de regulă, ocupat de H_2S ; mediul devine *euxinic*, favorizînd conservarea substanței organice și stabilitatea sulfurilor. CO_2 crește cu adîncimea atingînd pe fundul oceanelor concentrații de 25 cm³/l ; conținutul de CO_2 în apă controlează stabilitatea carbonaților. Limita de compensație a carbonaților (CCD) — la cca 4,5 km adîncime — și lysoclina $CaCO_3$ explică repartiția sau lipsa sedimentelor carbonatice în și din zonele abisale (sau hadale).

Procesele de rift. Fluxul termic ridicat, aportul de gaze (CO_2, H_2S, Cl^-, SO_3^{2-}) și de coloizi metalici (Zn, Cu, Fe, Mn, Al) modifică vizibil condițiile de sedimentare din zonele respective.

Organisme specifice: nanoplancton (coccolite), alge și microorganisme pelagice (diatomee), radiolari, globigerine, pteropode, silicoflagelate, spiculi de spongieri; organisme bentonice rare.

Procese și produse. Sedimentarea în mări deschise este dominată de evenimente „normale"; acumularea verticală a materialului fin de origine terigenă cu o rată de 0,1—1 mm/1 000 ani și/sau biogenă cu o rată de 1—5 cm/1 000 ani, și de procese chimice de autigeneză a unor compuși de Fe, Mn, S etc. (cu o rată de 1 cm/10^5...10^6) ani). Zonele marginale ale bazinelor oceanice corespunzătoare piemontului („continental rise") sînt acoperite cu material terigen provenit prin evenimente accidentale sau întîmplătoare din zona taluzului: *turbidite.*

Sedimentele piemontului oceanic

Turbiditele sau produsele curenților de turbiditate, îmbracă faciesuri proximale, grosiere, în apropierea taluzului, și faciesuri distale, fine, spre largul oceanului; se întîlnesc în toate bazinele oceanice în apropierea marginilor continentale; uneori ajung și în fose. Din punct de vedere litologic se identifică turbiditate siliciclastice și turbidite carbonatice, cu foarte multe caractere comune: formează depozite cu grosime mai mare în apropierea sursei și mai redusă în sensul de transport al materialului; se extind pe suprafețe largi:

— cuprind alternanțe de sedimente fine (argile, siltite, calcilutite) cu sedimente grosiere (nisipuri, calcarenite);

— depozitele sînt moderat sau slab sortate și conțin cantități mari de fracțiune argiloasă;

— asociațiile turbiditice au limita inferioară netă și evidențiată de structuri erozionale direcționale, iar limita superioară se pierde treptat în formațiunea acoperitoare;

— de obicei sînt lipsite de fosile.

Curenții de turbiditate cu densitate scăzută generează nivele turbide (sau *nepheloide*) mîloase, puțin stabile.

Structuri specifice: stratificații gradate cu granoclasare normală; stratificație ritmică determinată de succesiunea unor secvențe Bouma; numeroase mecanoglife (caneluri de eroziune, riduri de dragaj).

Resurse: corpurile de turbidite pot reprezenta bune colectoare pentru hidrocarburi.

Depozite vechi de piemont oceanic se cunosc în flișul Carpaților Orientali; în unele depozite triasice din zona Tulcea; în flișul paleogen din Carpații Polonezi; în depozitele plio-pleistocene din bazinul Ventura-California.

Sedimentele cîmpiilor abisale (fig. 2.24)

1) *Sedimente pelagice* cu $< 25\%$ fracțiune terigenă, vulcanogenă sau neritică de dimensiuni > 5 µm și *Md* < 5 µm, reprezentate prin:

a) argile pelagice (argila roșie) $< 30\%$ bioclaste carbonatice sau silicioase;

b) mîluri organogene („ooze") cu > 30% bioclaste, reprezentînd mîluri carbonatice (marne, crete) şi mîluri silicioase cu radiolari, cu diatomee.

2) *Sedimente hemipelagice* cu > 25% fracţiune terigenă, vulcanogenă sau neritică cu dimensiuni > 5 µm şi *Md* > 5 µm reprezentate prin:

— mîluri calcaroase („calcilutite") cu > 30% $CaCO_3$ şi bioclaste (foraminifere, nanoplancton);

— mîluri terigene cu < 30% $CaCO_3$, dominate de cuarţ, feldspaţi şi mice;

— mîluri vulcanogene: cenuşă, palagonite.

3) *Sedimente autigene* de precipitaţie, sin- sau postdepoziţionale în raport cu sedimentele pelagice şi hemipelagice:

— chert-uri (silicolite);

— calcare pelagice;

— noduli polimetalici (de Mn, Fe, Cu, Ni, Co);

— mîluri cu sulfuri, zeoliţi şi baritină.

4) *Sapropelite*: acumulări de substanţă organică şi argile negre.

Structuri specifice: laminaţii paralele şi structuri de tipul varvelor; suprafeţe de strat plane şi rare bioturbaţii; structuri diagenetice de remobilizare şi concretionare a silicei, fierului şi manganului.

Resurse (foarte variate): mîluri sapropelice, sulfuri de Cu, Zn, Fe, oxizi de Mn, Fe, baritină.

Depozite vechi rezultate din sedimente abisale asociate cu complexe ofiolitice:

— argilitele şi radiolaritele jurasice din Munţii Drocea;

— argilele negre şi silicolitele cambrian-ordoviciene din Scoţia;

— silicolitele manganifere şi calcarele albe mezozoice din Apeninii Ligurici;

— argilele negre cu sulfuri din masivul Troodos, Cipru;

— nodulii de mangan şi argilele roşii cretacice din Timor.

Sedimentele foselor

Au fost apreciate indirect prin profile de reflexie seismică, la adîncimi ale apei de 6 000—11 512 m (Fosa Cook). Au grosimi variabile: 100—200 m în fosele Tonga şi Peru—Chile din Oc. Pacific şi mai mari de 1 500 m în Fosa Puerto Rico (Oc. Atlantic) şi Fosa Kamceatka (Oc. Pacific). În constituţia lor intră sedimente hemipelagice (Fosa Mariane, Fosa Filipine) şi turbidite (fosele Puerto-Rico şi Peru Chile). În nivelele superioare prezintă stratificaţie gradată (nisip-silt-argilă) şi nu sînt deformate tectonic.

Criterii de recunoaştere pentru depozitele sistemului de mare adincă :

— repetarea monotonă a unor secvenţe pelitice şi carbonatice cu laminaţie paralelă de ordinul mm ;

— alternanţa unor strate mai groase de sedimente carbonatice cu strate mai subţiri de marne ;

— structuri sedimentare care indică curenţi sporadici şi alunecări submarine ;

— suprafeţe de stratificaţie cu „hardground" şi structuri de dizolvare ;

— din punct de vedere petrografic claste resedimentate, claste cu cruste de mangan, silicolite abundente, sedimente negre datorită sulfurilor de fier, acumulări de glauconit sub planele de discontinuitate ;

— microorganisme sesile încrustate cu Mn şi Fe ;

— absenţa borings-urilor algale ;

— nivele de faună condensată.

...„Din sînul vecinicului ieri
Trăiește azi ce moare,
Un soare de s-ar stinge-n cer
S-aprinde iarăși soare...“

MIHAI EMINESCU

3. PROCESE POSTDEPOZIȚIONALE (DIAGENEZA SEDIMENTELOR ȘI ROCILOR)

Sedimentele acumulate într-un anume sistem depozițional trec — prin îngropare progresivă sub o altă stivă de sedimente și în timpul scoaterii lor din mediul de depunere, grație tectogenezei — în *roci sedimentare*. Procesele care le afectează au, evident, caracter postdepozițional și sînt controlate, în special, de factori fizici (presiune, temperatură) și chimici (natura soluțiilor din spațiul interstițial și reacțiile lor cu fazele minerale existente, *p*H-ul, *E*h-ul). Consecințele acestor procese, foarte variate, de altfel, din punct de vedere calitativ, se concretizează în consolidarea și litificarea sedimentelor mobile, în creșterea gradului lor de coeziune și individualizarea, în cele din urmă, a rocilor sedimentare. Drumul între sediment și rocă este, astfel, lung și reprezintă adaptări permanente ale constituenților minerali și ale parametrilor texturali și structurali la „factorii de mediu“ dintr-un anumit moment și loc. Printr-un termen general, aceste „adaptări“ ale sedimentelor inițiale sînt cunoscute sub denumirea „transformări diagenetice“, iar DIAGENEZA, în sensul său cel mai larg, se constituie într-o etapă fundamentală din evoluția depozitelor sedimentare, definită prin totalitatea proceselor fizice și chimice inclusiv biochimice, care afectează sedimentele după depunere, în timpul îngropării lor pînă la limita cu metamorfismul sau în timpul exondării pînă la limita cu alterarea exogenă. Ambele limite sînt greu de trasat, dar folosirea simultană a unor criterii mineralogice, geochimice, texturale și structurale rezolvă, de cele mai multe ori, dilema cercetătorului. Noile metode de investigație — difracția RX, microscopia electronică, analiza cu microsonda electronică, catodoluminiscența, studiul incluziunilor fluide și al izotopilor stabili — au avut o contribuție esențială la ridicarea gradului de certitudine în recunoașterea produselor diagenetice și, implicit, la precizarea mecanismelor generatoare. Studiul proceselor exogene postdepoziționale sau al diagenezei în sens larg se înscrie, astăzi, ca o pagină fascinantă în cercetarea formațiunilor sedimentare și în descifrarea căilor și etapelor prin care un sediment a devenit rocă sedimentară.

Conținutul pe care termenul „diageneză“ l-a sugerat în 1868, cînd von Guembel l-a utilizat pentru prima dată pentru a desemna „procesele care ac-

ţionează asupra sedimentelor după depunere" este, azi, considerabil schimbat. Înţelegerea lui presupune o cunoaştere a cadrului şi factorilor ce controlează procesele şi, respectiv, produsele formate în fiecare etapă din istoria postdepoziţională a unui sediment.

3.1. CADRUL ŞI FACTORII DIAGENEZEI

În raport cu un volum de sedimente luat „în discuţie", cadrul diagenezei — aparent static după natura postdepoziţională a proceselor care o definesc — este constituit din „spaţiul interstiţial" determinat de relaţiile mutuale dintre constituenţii minerali ai sedimentului respectiv şi de poziţia sa geologică — (mediul de acumulare); subaerian sau subacvatic (dulcicol, salmastru, salin şi/sau hipersalin). Poziţia sa geologică determină direct natura fluidului ce umple acest spaţiu şi, implicit, compoziţia soluţiilor care vor controla o parte din procesele diagenetice.

Modificările postdepoziţionale din masa sedimentelor respective sînt strict controlate de starea termică şi barică a „sistemului" considerat şi de caracterele granulometrice, morfometrice şi compoziţionale ale constituenţilor care delimitează acest spaţiu; mişcarea fluidelor prin pori şi interacţiunea lor cu fazele minerale conferă, însă, diagenezei, un evident caracter dinamic.

3.1.1. Configuraţia spaţiului interstiţial

Sistemul de goluri depoziţionale din masa unui sediment este sinonim cu „porozitatea primară" a acestuia şi rezultă din modul de aranjare al particulelor sedimentare — claste, bioclaste, cristale — şi din contactul dintre ele.

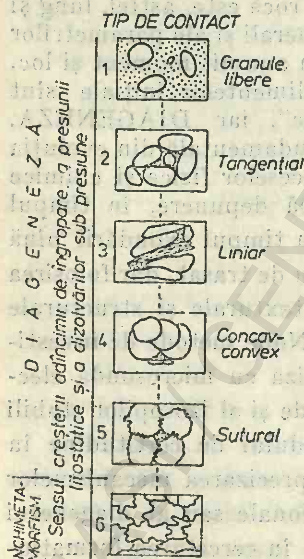


Fig. 3.1. Tipuri de contacte între granule ordonate în sensul creşterii adîncimii de îngropare şi a presiunii litostatice [5].

Contactele dintre marginile particulelor acumulate mecanic sau chimic pot fi (fig. 3.1):

— „libere", atunci cînd granulele considerate (avînd aceeaşi origine, fie alogenă, fie autigenă) nu se ating între ele şi „plutesc" într-o masă minerală mult mai fină; este cazul clastelor grosiere din diamictite;

— tangenţiale sau punctuale, cînd granulele se ating tangenţial în cîteva puncte şi au multe margini nefixate; porii rămaşi comunică între ei (ex. cazul sedimentelor arenitice cu sortare foarte bună şi al gresiilor derivate din ele);

— liniare, în cazul clastelor aplatizate sau al filosilicaţilor care vin în contact, deseori, în lungul suprafeţei din planul „ab"; imaginea contactelor în plan transversal este liniară, iar spaţiile libere lăsate de astfel de contacte sînt reduse ca volum;

— concav-convexe, urmînd în planul unei secţiuni transversale o linie curbă; granulele sînt, de regulă, echidimensionale, au multe margini fixate şi, de aceea, lasă o porozitate redusă; agregatul este compact, iar granulele dau senzaţia

că se mulează unele pe altele; caracterizează sedimente acumulate rapid, sub stive groase;

— suturale, cînd rezultă prin îndințarea (întrepătrunderea) a două sau mai multe cristale; în plan, ele capătă imaginea unei linii frînte și caracterizează produsele separate prin cristalizare din soluții (sau, cînd se realizează între claste, al dizolvării sub presiune); porozitatea lăsată este foarte redusă.

Modul de aranjare a particulelor sedimentare în cadrul unui sediment lasă un spațiu neocupat care exprimă, pentru un anumit volum, porozitatea sa. Ea se consideră *absolută* sau totală (P_t) cînd exprimă raportul dintre volumul total al porilor (V_p) și volumul total al depozitului considerat (sediment, rocă) și se calculează cu relația

$$P_t = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100.$$

Porozitatea se consideră *efectivă* (P_e) cînd exprimă doar raportul dintre volumul porilor interconectați (V_{pi}) și volumul total al rocii (V_t); se calculează după relația

$$P_e = \frac{V_{pi}}{V_t} \cdot 100$$

și exprimă spațiul interstițial prin care pot circula fluide.

Porozitatea este o proprietate caracteristică tuturor categoriilor genetice de sedimente — mecanice, chimice, biotice — și apare dependentă de diametrul și/sau forma granulelor și de modul lor de „împachetare".

Astfel, sedimentele grosiere — ruditice și arenitice — au o porozitate primară de 40—50%, pe cînd cele fine lutitice posedă o porozitate mult mai mare (50—80%). În depozitele cu sortare foarte bună, de genul nisipurilor eoliene, oscilează în jurul valorii de 35%, iar în cele cu sortare slabă, cum ar fi tilitele sau diamictitele, porozitatea crește pînă la 50%. Datele experimentale au pus în evidență influența pe care o are modul de aranjare (împachetare) a clastelor (sau cristalelor) asupra valorilor pe care le poate atinge porozitatea. Sedimentele cu o împachetare compactă — de timp romboedru — ajung să aibă o porozitate de 26%, iar sedimentele alcătuite din particule împachetate „afînat" — tip cub — ajung la o porozitate de 47% (fig. 3.2).

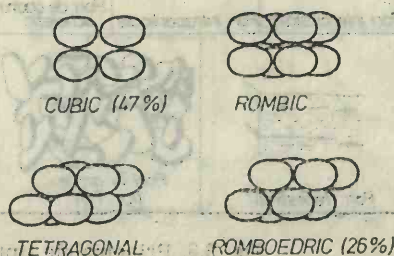


Fig. 3.2. Modificarea volumului porilor în funcție de modul de împachetare a unor particule de formă sferică [43].

Tipurile structurale și genetice de pori care apar în sedimente imediat după acumularea lor pot fi:
— în depozite mecanice: pori interparticule, pori prin „protecție";
— în depozite chimice: pori intercristalini;
— în depozite biotice: pori intraparticule, pori de cadru scheletic;
— în depozite mixte (mecanice și biotice): pori fenestrali, pori de bioturbație (fig. 3.3).

Porii interparticule se dezvoltă între claste, ooide, pelete, bioclaste și capătă o configurație morfologică foarte variată; particulele cu contacte tangențiale dezvoltă o porozitate mai bună decît cele cu contacte liniare sau suturale și, de aceea, pot găzdui cantități mai mari de fluide.

Porii de protecție caracterizează sedimentele hibride, bogate în bioclaste ce au o concavitate bine exprimată și care acoperă un grup de granule ce formează o lamină plană. Astfel, apar un efect de umbrelă și pori de dimensiuni foarte diferite.

Porii intercristalini caracterizează sedimentele precipitate chimic-dolomite, evaporite — care au texturi idiotopice și hipidiotopice, adesea macrocristaline; porozitatea totală a acestor depozite poate atinge 30%, dar porozitatea efectivă este mult mai mică.

Porii intraparticule caracterizează bioclastele „camerate" (foraminiferele, de exemplu) și ooidele cu nucleul parțial dizolvat. Ei pot atinge dimensiuni mari, dar porozitatea efectivă a sedimentului rămîne foarte redusă.

Porii de cadru scheletic caracterizează sedimentele recifale și reprezintă, în special, golurile dintre brațele organismelor coloniale — corali, briozoare, alge — adesea colmatate cu fracțiune ruditică ($P_t = 5\%$) sau fracțiune arenitică ($P_t = 10-15\%$); în aceste cazuri porozitatea efectivă capătă valori apropiate de porozitatea totală.

Porii fenestrali, de formă discoidală sau globulară, apar în sedimentele mîloase algale în timpul descompunerii substanței organice și eliberării perio-

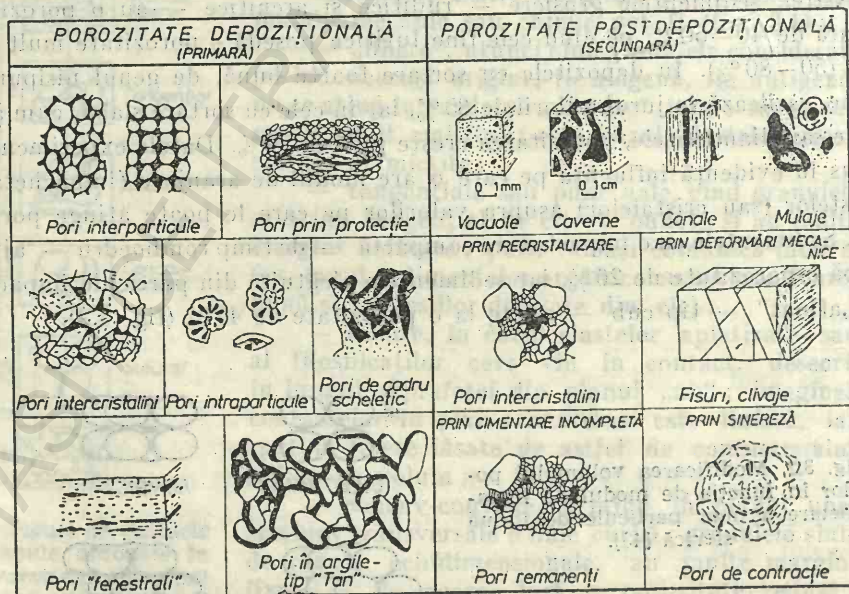


Fig. 3.3. Principalele tipuri de pori din sedimente.

dice a gazelor ; se aliniază în planul laminelor și nu comunică între ei întotdeauna.

Porii de bioturbație se conservă în sedimentele lutitice, aproape de interfața sediment/apă, și au forme și dimensiuni foarte variabile. Ei pot realiza legătura cu pori de altă natură, ceea ce face ca porozitatea efectivă a sedimentelor să crească mult.

3.1.2. Soluțiile interstițiale

Spațiul poros al sedimentelor este ocupat de fluide reprezentînd soluții lichide cu un conținut variabil de gaze : CO_2, O_2, H_2S, CH_4 etc. Compoziția soluțiilor exprimă fidel mediul de depunere și corespunde, astfel, la trei categorii genetice importante :

1. În sistemele continentale subaeriene, soluțiile interstițiale au compoziția apelor meteorice, sînt ușor acide și oxigenate și circulă descendent. În mediile continentale subacvatice — lacuri, sisteme fluvio-deltaice — apele interstițiale se consideră dulci (cu salinitate de 1 g/l) și nu se află în echilibru chimic cu clastele. Modificarea compoziției lor este dependentă de variațiile pe care le declanșează vis-á-vis de natura chimică și mineralogică a sedimentelor în care se găsesc.

2. În sistemele marine, soluțiile interstițiale au o compoziție relativ constantă și foarte apropiată de valoarea medie a salinității apelor marine (35‰) ; ele sînt în echilibru cu clastele cu care vin în contact și, de aceea, interacțiunea cu acestea este mai redusă. La interfața sediment/apă, în mările deschise se instalează un „mediu chimic" alcalin și oxidant, iar în mările cu circulație restrictivă un mediu acid și reducător ;

3. În sistemele „evaporitice" — domenii sabkha de coastă, sabkha continental, lagune — apele interstițiale sînt hipersaline ($S = > 50-75‰$) și manifestă tendința de a circula ascendent. Ele au un caracter alcalin preponderent și, adesea, oxidant. Interacțiunea lor cu sedimentele este condiționată de natura mineralogică a acestora : mai slabă în argile și mai puternică în sedimentele carbonatice.

Compoziția fluidelor interstițiale din mediul de acumulare a sedimentelor se poate modifica în timp și, adesea, prin îngroparea progresivă a acestora, sub influența contaminării cu ape juvenile sau dizolvării fazelor minerale metastabile și instabile din constituția acestor sedimente. Schimbarea compoziției acestor soluții poate fi determinată și de granulația sedimentelor respective. Astfel, în sedimentele arenitice în curs de îngropare, clorinitatea apelor se conservă mult timp și păstrează valori mari, apropiate de cele de la interfața sediment/apă. În schimb, în sedimentele pelitice, argiloase, clorinitatea inițială este mai scăzută (prin aceasta exprimîndu-se capacitatea de adsorbție a mineralelor argiloase) și tinde să crească odată cu adîncimea (fig. 3.4).

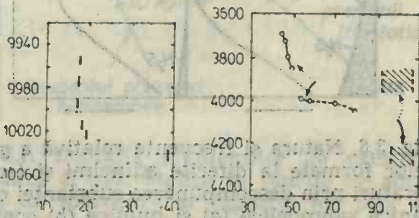


Fig. 3.4. Clorinitatea apelor interstițiale în sedimente pelitice și arenitice situate la diferite adîncimi [43].

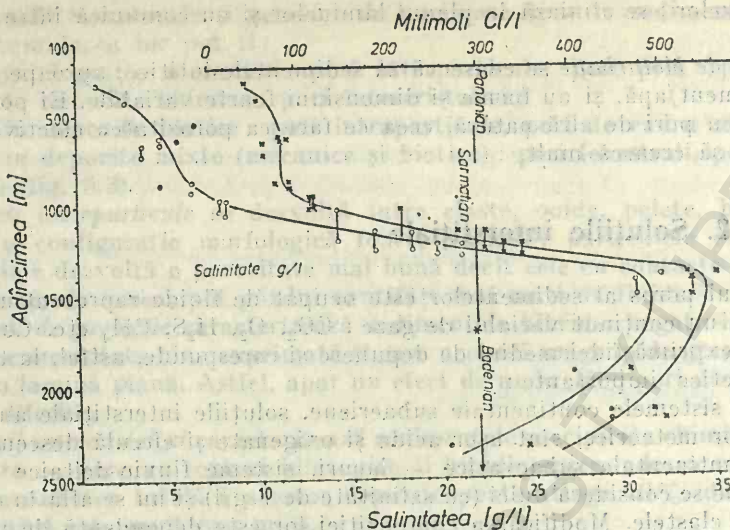


Fig. 3.5. Salinitatea apelor interstiţiale în depozitele cainozoice din Bazinul Vienei [43].

Variaţiile de compoziţie a soluţiilor interstiţiale de la un loc la altul în masa sedimentului şi, în ansamblu, faţă de compoziţia mediului acvatic în care se găsesc, declanşează difuzia (circulaţia) ionilor dintr-un sector în altul şi/sau din sediment spre „bazin" şi invers. În tendinţa de a se stabili un echilibru între „ocean" şi fluidele interstiţiale cu I, Ba, F, P, Li, Mn trec din sedimente în bazin, iar B, K, Mg, SO_4 sînt adsorbiţi de sedimente. În apele dulci, la interfaţa sediment/apă se manifestă o tendinţă de concentrare a Fe, Mn, Pb, Co, Ni. Adesea, sursa unor metale în sedimentele lacustre sau marine este legată de prezenţa lor în aceste soluţii sub formă de coloizi complecşi (fig. 3.5).

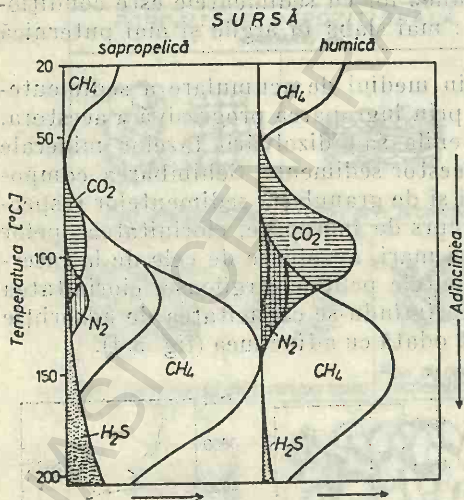
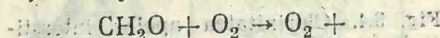
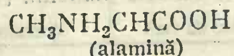


Fig. 3.6. Natura şi frecvenţa relativă a gazelor formate la diferite adîncimi şi temperaturi prin descompunerea substanţei organice sapropelice (*a*) şi humice (*b*) conţinută în sedimente pelitice [43].

Prezenţa substanţei organice în sedimente sau abundenţa algelor şi bacteriilor aproape de interfaţa sediment/apă contribuie de asemenea la modificări importante în compoziţia soluţiilor din spaţiul poros. Cînd substanţele organice intră în descompunere creşte alcalinitatea fluidelor şi conţinutul de amoniu, prin intermediul unor reacţii de tipul (fig. 3.6):




$$CH_2O + O_2 \rightarrow O_2 + H_2O \rightarrow HCO_3 + H$$




$$CH_3NH_2CHCOOH + \underset{\text{(alamină)}}{} 3O_2 \rightarrow 3\,CO_2 + NH_3 + 2\,H_2O$$

iar cînd grupările SO_4^{2-} sînt reduse de către bacterii se poate forma metan și CO_2:



$$2\,CH_2O + SO_4 \rightarrow 2\,HCO_3^- + H_2S$$



$$C_2H_5OH + H_2O \rightarrow CH_3COOH + 2\,H_2$$



$$4\,H_2 + CO_2 \rightarrow CH_4 + 2\,H_2O$$

Dezechilibrele chimice din fluidele interstițiale, indiferent de cauzele care le generează, provoacă coroziuni, substituții și germeni cristalini — minerale autigene diverse — ce cristalizează sub formă de „ciment".

Viteza de deplasare liberă a fluidelor poate ajunge pînă la 10 cm/zi sau, în cazul difuziei ionice, pînă la 1 cm/zi.

3.1.3. Factori termo-barici

Evoluția mineralogică și structurală a unui sediment imediat după acumulare este dependentă de presiunile care-l afectează și de valorile termice ale ambianței în care ajunge.

Presiunea. Procesele diagenetice sînt influențate de presiunea geostatică (litostatică) și presiunea hidrostatică, ambele fiind o funcție directă a adîncimii de îngropare a sedimentelor respective.

Presiunea geostatică rezultă din greutatea coloanei de sedimente pe o anumită suprafață și crește pentru fiecare km cu 250—300 bar. În zonele de limită cu metamorfismul, presiunile realizate pentru adîncimi de îngropare de cca 10 000 m ating 4—5 kbar și reduc la maximum porozitatea depozitelor (sub 10%).

Presiunea hidrostatică corespunde greutății coloanei de apă asupra unei anumite suprafețe și poate atinge valori de 100 bar pentru fiecare km adîncime în scoarță. Ea se exercită, în special, în pori și fisuri (de aceea este cunoscută și sub denumirea „presiunea fluidului interstițial") și catalizează solubilizarea mineralelor. P_{H_2O} este influențată și de valoarea gradientului geotermic, care determină trecerea apei din stare lichidă în stare de vapori (punctul critic al apei este atins la cca 220 atm și 350°C). În cazul în care $P_{H_2O} > P_g$ se strică echilibrul baric al rocilor și se nasc fisurile și fracturile.

Diagrama din figura 3.7 evidențiază relația dintre presiunea hidrostatică, presiunea litostatică și presiunea porilor (P=presiunea fluidului interstițial). Presiunea efectivă ($P_e = \sigma$ sau „stress"-ul efectiv), la contactul dintre granule scade pe măsura creșterii presiunii porilor (sau a „supra-

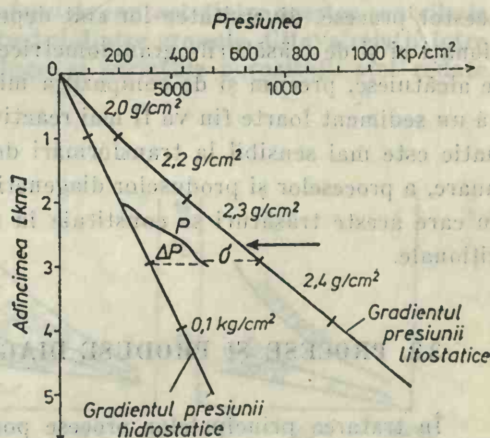


Fig. 3.7. Evoluția gradienților de presiune geostatică și hidrostatică în funcție de adîncimea de îngropare și raportul lor față de presiunea porilor și presiunea efectivă la contactul dintre granule [43].

sarcinii" $= \Delta P$) pentru orice adîncime luată în considerare; ea devine zero cînd presiunea porilor atinge valoarea presiunii geostatice și se poate calcula cu relația

$$P_e = P_g - P.$$

Temperatura. Transformările diagenetice sînt mai puțin influențate de variațiile termice ale atmosferei (+58°. . . −83°C) și mai mult de modificările determinate de valoarea gradientului geotermic sub pătura cu temperatură constantă din zona superioară a scoarței (și ea variabilă ca adîncime de la 5 m în zonele ecuatoriale la 100 m în zonele polare). Sub acest nivel, temperatura crește progresiv cu adîncimea de îngropare și atinge la limita cu metamorfismul valori de 150−200°C. Ridicarea temperaturii în mediul diagenetic determină creșterea solubilității gazelor în apă (O_2), accelerează viteza de desfășurare a reacțiilor chimice și declanșează transformări în stare solidă (recristalizări). De exemplu, viteza de reacție în transformarea opal → cuarț este de 47 ani la 200°C, de 36 000 ani la 100°C și de 180 mil. ani la 20°C. Efectele creșterii temperaturii în timpul îngropării progresive a sedimentelor sînt variate și constau, în principal, în :

— modificarea gradului de solubilitate a mineralelor ;

— reducerea capacității de hidratare a unor ioni care, astfel, rămîn disponibili pentru formarea de minerale stabile în condiții de adîncime mare (de ex. Mg^{2+}, Fe^{2+} în dolomit, la 60−100°C, la 2÷3 km) ;

— eliberarea apei din rețeaua mineralelor hidratate (montmorillonitul trece în illit prin adsorbție de K^+).

3.1.4. Natura petrografică a sedimentelor

Suprapunerea proceselor diagenetice peste un volum de sedimente va determina trecerea acestora în roci, dar, adesea, calitatea și intensitatea acestor procese, diversitatea lor sînt dependente nu numai de factorii menționați ci și de trăsăturile granulometrice și morfometrice ale particulelor ce le alcătuiesc, precum și de compoziția mineralogică. Apare ca evident faptul că un sediment foarte fin va fi mai reactiv decît unul grosier, iar unul carbonatic este mai sensibil la transformări decît unul argilos. Analiza, în continuare, a proceselor și produselor diagenetice va reliefa, de fiecare dată, modul în care aceste trăsături se constituie în factori ai transformărilor postdepoziționale.

3.2. PROCESE ȘI PRODUSE DIAGENETICE

În tratarea principalelor procese postdepoziționale responsabile de litificarea sedimentelor se va avea în vedere, ca și în cazul proceselor depoziționale, criteriul genetic. Vom analiza astfel „mecanisme" fizice, fizico-chimice și chimice, stimulate sau nu de existența fluidelor interstițiale și produsele generate de acțiunea lor — minerale de neoformație sau structuri diagenetice.

3.2.1. Procese fizico-mecanice. Compactizarea sedimentelor

Creșterea grosimii unui sediment pe măsura acumulării sale are drept efect creșterea proporțională a presiunii geostatice exercitată în masa sedimentului de propria sa greutate sau/și de greutatea sedimentelor care se acumulează peste el. Modificările care apar în sedimentele necoezive și neconsolidate sînt de esență mecanică și vizează, în primul rînd, tasarea sau compactizarea lor și, deci, reducerea volumului inițial prin micșorarea porozității și eliminarea apei interstițiale ; acest proces se derulează adesea paralel cu aranjarea mecanică a particulelor ce constituie sedimentul și generează transformări importante în structura depozitelor. Rata schimbărilor de volum (V) în raport cu presiunea aplicată pe unitatea de volum (σ) poate fi evaluată drept compresibilitatea sedimentului respectiv și se exprimă prin relația

$$c = -\frac{1}{V} \cdot \frac{\partial V}{\partial \sigma}.$$

Compactizarea sedimentelor clastice este dependentă de următorii factori :

a) proprietăți ale particulelor sedimentate și ale fluidelor interstițiale (dimensiune, formă, natură mineralogică și chimică, impurități superficiale etc.) ;

b) proprietăți ale masei de sedimente (grosime, greutate, grad de sortare, modul de împachetare a clastelor, porozitate și permeabilitate, orientarea granulelor și structura internă) ;

c) factori dinamici : rata de sedimentare în bazin, gradientul geotermic, dinamica fluidelor în sediment, tectonica mediului ambiant etc.

Indiferent de natura factorilor care acționează, efectul compactizării este direct proporțional cu timpul scurs din momentul îngropării sedimentului respectiv și se manifestă cu intensitate maximă între 500 și 1 000 m adîncime. Deformările ductile de la adîncimi mai mari au drept consecință împachetarea mai densă a clastelor și creșterea suprafeței de contact dintre acestea contribuie la reducerea presiunii efective la contactul dintre granule. Cîteva relații între compactizare, granulometrie, mineralogie și variațiile porozității sînt redate prin curbele din figura 3.8.

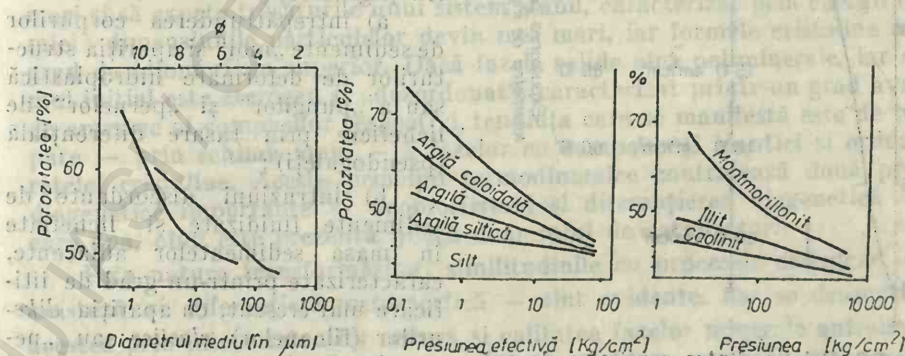


Fig. 3.8. Relațiile care se stabilesc între dimensiunile granulelor și compoziția mineralogică a sedimentelor și porozitate, în timpul îngropării la diferite presiuni (kg/cm²) [24].

Astfel, se poate remarca faptul că acțiunea compactizării este mai evidentă în sedimentele pelitice fine decît în cele arenitice grosiere și că procesul, în cazul sedimentelor slab sortate, afectează mai mult particulele ruditice decît cele nisipoase, fine, care se vor regrupa în spațiul lăsat de galeți. În timp, prin compactizare, fracțiunea fină a unor astfel de sedimente tinde să devină liant al fracțiunii grosiere și să constituie, astfel, *matricea* acestei fracțiuni.

Paralel cu compactizarea și deci cu îngroparea progresivă a sedimentului, descreșterea porozității în nisipuri se realizează mai repede imediat după îngropare și mai lent cînd îngroparea a atins adîncimi mari. Evoluția unui sediment pelitic, argilos, urmează un comportament invers. Compresibilitatea, determinată experimental pentru nisipuri și argile se înscrie între valori, de asemenea, distincte (între $7{,}4\cdot10^{-4}$ și $3\cdot10^{-5}$ psi^{-1} ($1\ psi^{-1} = 14{,}223\ kg/cm^2$) în cazul unor arenite medii și $5\cdot10^{-4}\ldots2{,}9\cdot10^{-5}$ psi^{-1} în cazul unor argile bentonitice.

Dincolo de aceste aspecte, efectele cele mai spectaculoase ale fenomenelor de compactizare sînt sesizate în bazine cu rată mare de sedimentare, în care vin în contact depozite neconsolidate („moi") cu porozitate și plasticitate distincte. Creșterea presiunii de suprasarcină în masa unor astfel de sedimente sau la limita dintre ele are drept consecință, în paralel cu reducerea porozității pînă la valori limită de 5–10%, eliminarea lichidului interstițial și rearanjarea mecanică a particulelor (fig. 3.9). Structurile interne care se nasc — *structuri de suprasarcină* („load structures") — sînt generate de fenomene locale sau areale de lichefiere, fluidizare și deformări hidroplastice foarte asemănătoare ca mecanism cu cele ce controlează apariția curgerilor gravitaționale. Rearanjarea mecanică a clastelor schimbă contactele pe care acestea le-au avut în momentul depunerii. Particulele aplatizate și columnare ajung să aibă contacte liniare, iar cele izometrice, sferice, la adîncimi de cîteva mii de m, tind să capete *contacte suturale*.

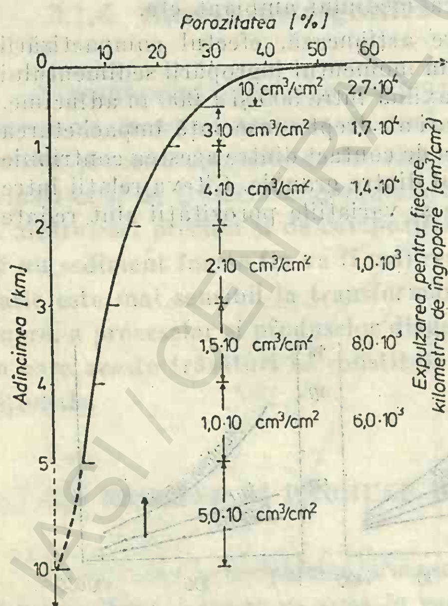


Fig. 3.9. Relația dintre cantitatea de apă expulzată din sedimente și porozitatea acestora, pe măsura îngropării lor la diferite adîncimi [43].

Interacțiunea clastelor cu apa și eliminarea ei treptată prin creșterea presiunilor de suprasarcină generează efecte distincte, cum ar fi : (fig. 3.10) :

a) întrepătrunderea corpurilor de sedimente „moi" și apariția structurilor de deformare hidroplastică sau a „pungilor" și „pernelor" de lichefiere prin tasare diferențială (pseudogaleți) ;

b) intruziuni discordante de sedimente fluidizate și lichefiate în masa sedimentelor adiacente, caracterizate printr-un grad de litificare mai crescut, cu apariția *dike*-urilor (filoanelor) *clastice* sau „neptuniene" și, respectiv, intruziuni concordante ale unor sedimente hidroplastice („*sill*"-uri *clastice*) ;

c) fluidizarea sedimentelor arenitice în curs de compactizare, care poate conduce la o rearanjare mecanică gravitațională a fracțiunii grele cu formarea unor lamine „negre“ sinusoidale.

Specifice bazinelor cu rată mare de acumulare, astfel de structuri postdepoziționale se vor întîlni cu frecvență mai mare în depozitele detritice cu caracter turbiditic din zonele de fliș și molasă (ex. la noi în Carpații Orientali și Munții Apuseni).

Contribuind la micșorarea porozității primare și la eliminarea fluidelor interstițiale, procesele de compactizare au avut un rol esențial în controlul migrării hidrocarburilor din rocile „mamă“ (de regulă pelite) spre cele „magazin“ (de multe ori nisipuri).

În fine, prin tasarea unor sedimente pelitice care conțin diseminate cristale de gips, calcit, pirită, reducerea volumului de sediment face ca constituenții autigeni cu o rigiditate mai mare decît a sedimentului, să ajungă în apropierea suprafețelor de strat pe care le intersectează și să-și lase mulajul de presiune în baza stratului acoperitor sau în partea superioară a celui subiacent. Astfel de mulaje pe suprafețele de strat poartă denumirea de *gliptomorfoze*.



Fig. 3.10. Structuri de deformare în sedimente nelitificate supuse tasărilor diferențiale [24] : *a* — lamine diagenetice prin fluidizare („dish structures“) ; *b* — dyke-uri clastice ; *c* — „intruziuni“ hidroplastice (sill-uri incipiente și întrepătrunderi de suprasarcină).

3.2.2. Transformări în stare solidă

Faza solidă a sedimentelor fin cristalizate, cu suprafețe specifice mari, sub influența presiunii litostatice în creștere și a temperaturilor din ce în ce mai mari, pe măsura îngropării lor, tinde să-și modifice dimensiunile și formele inițiale specifice unui sistem termodinamic caracterizat prin energii libere mari și să capete trăsăturile unui sistem stabil, caracterizat prin energii libere mici : dimensiunile particulelor devin mai mari, iar formele cristaline au un grad de idiomorfism superior. Dacă fazele solide sînt poliminerale, iar sistemul inițial este eterogen și „dezordonat“, caracterizat printr-un grad avansat de amestec al compușilor respectivi, tendința care se manifestă este de regrupare — prin schimb ionic — a fazelor cu componenți identici și ordonarea rețelei cristaline. Aceste principii termodinamice controlează două procese diagenetice importante — neomorfismul și diferențierea diagenetică — în care apa, cînd este prezentă, joacă doar rolul de catalizator.

Prin natura transformărilor, similitudinile cu procesele endogene — de blasteză și diferențiere metamorfică — sînt evidente, dar se deosedesc de acestea prin intensitatea lor redusă și calitatea fazelor minerale antrenate în aceste transformări, de regulă, cu stabilitate mică la variațiile termobarice : carbonați, sulfați, fosfați.

a. Neomorfismul

Neomorfismul — termen comprehensiv introdus de R. Folk — desemnează procesele izochimice care se desfăşoară în stare solidă, prin transfer ionic, între reţelele cristaline şi care au drept efect recristalizări, transformări polimorfe şi supracreşteri de cristale (fig. 3.11).

Recristalizarea afectează agregatele cristalizate formate din minerale puţin stabile — calcit, aragonit, gips, anhidrit, calcedonie — care reacţionează uşor la modificarea temperaturii şi presiunii mediului în care se găsesc; ea produce modificări texturale şi rearanjări spaţiale ale cristalelor, în echilibru termodinamic. După sensul în care acţionează asupra dimensiunii cristalelor se disting: recristalizări agradante şi degradante.

Prin recristalizare *agradantă*, agregatele alcătuite din cristale micronice şi decimicronice, cu suprafeţe specifice foarte mari, trec în agregate milimetrice şi centimetrice, cu texturi echi- sau inechicristaline, dar, întotdeauna, cu suprafeţe totale mai reduse. Recristalizarea agradantă afectează, în sedimente, mase micritice, peloide, ooide, bioclaste, iar în roci, în stadii avansate ale diagenezei, atît particulele constituente cît şi cimentul acestora; prin recristalizare, vechile structuri biotice, chimice sau mecanice sînt parţial sau total şterse, noile structuri incluzîndu-le sau intersectîndu-le pe cele vechi; vechile aranjamente şi structuri se pot conserva prin intermediul incluziunilor stabile, inerte la aceste transformări (minerale argiloase, oxizi) şi „transpar" în acest caz sub forma unor structuri palimpsestice. Bioclastele recristalizate îşi păstrează conturul exterior şi „pierd" structura internă primară, caz în care identificarea lor, în secţiuni subţiri, se sprijină doar pe morfologia testului.

Recristalizarea *degradantă*, reducerea dimensiunilor cristalelor, provoacă apariţia anvelopelor micritice la suprafaţa clastelor sau bioclastelor carbonatice şi constituie un proces mai rar, încă incomplet explicat din punct de vedere fizico-chimic.

Exemple de recristalizări sînt numeroase în toate formaţiunile carbonatice din zonele de platformă şi orogen din ţara noastră; ele sînt mai frecvente în depozitele paleozoice şi mezozoice (în Platformele carbonatice Bihor, Mureş, Mehedinţi etc.) şi mai puţin frecvente în depozitele cainozoice.

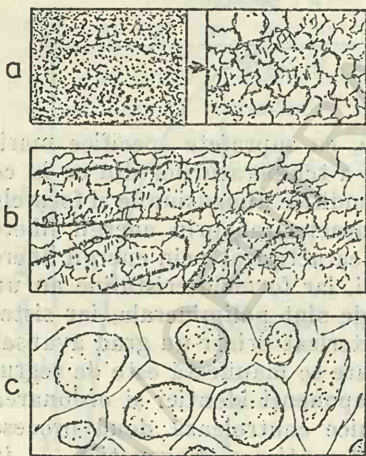


Fig. 3.11. Produse de neomorfism în rocile sedimentare; *a* — recristalizarea agradantă a micritului în sparit; *b* — recristalizarea unui bioclast cu conservarea morfologiei externe; *c* — coroane de supracreştere dezvoltate în jurul unor claste de cuarţ din gresia de Kliwa.

Transformările polimorfe sînt procese de adaptare a compuşilor minerali, în cadrul aceleiaşi compoziţii chimice, la condiţiile impuse de mediu. Sensul adaptării poate fi desprins din „principiul moderaţiei", principiu termodinamic emis de Le Châtelier, conform căruia atunci cînd la o presiune constantă echilibrul se modifică datorită scăderii temperaturii, reacţiile de germinare a noilor faze vor avea un caracter exoterm; la creşterea temperaturii (prin îngroparea progresivă a sedimentelor, de exemplu), echilibrul original exprimat de formarea

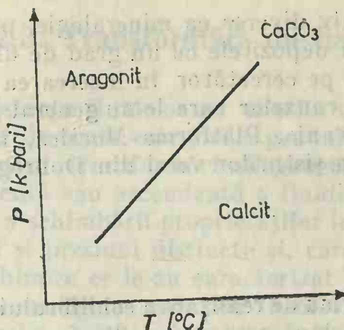
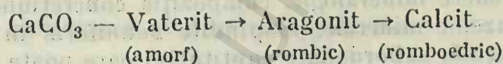


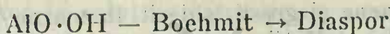
Fig. 3.12. Domeniile de stabilitate ale aragonitului și calcitului în funcție de T °C și presiune (în kbar).

noilor faze se va realiza prin reacții endoterme. În cazul în care temperatura este constantă, modificările de presiune sînt însoțite de modificări de volum ale fazelor ; creșterea presiunii litostatice conduce la formarea de faze minerale stabile, care au un volum inferior fazei din care a derivat, iar scăderea presiunii litostatice conduce la faze minerale cu volum superior. Din principiile termodinamicii rezultă clar că toate procesele naturale determină apariția acelor faze minerale care oferă sistemului o stabilitate maximă în condițiile date.

În sedimente și roci sedimentare, tranzițiile de la o fază la alta au caracterul unor transformări reconstructive, lente, prin care se desfac anumite legături chimice pentru a se reface altele cu coordinație ionică diferită ; cazurile frecvente, pentru principalii compuși chimici, aparțin perechilor (fig. 3.12)

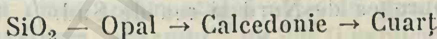


$CaCO_3$ — Vaterit → Aragonit → Calcit
(amorf) (rombic) (romboedric)

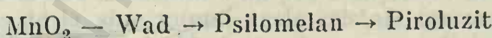


$AlO \cdot OH$ — Boehmit → Diaspor

Alături de astfel de modificări, deshidratarea compușilor amorfi și criptocristalini conduce la forme cristalizate, specifice la rîndul lor prin variate modificații polimorfe, de exemplu :



SiO_2 — Opal → Calcedonie → Cuarț



MnO_2 — Wad → Psilomelan → Piroluzit



$Ca_5(PO_4)_3 \cdot nH_2O$ — Colofan → Apatit

Pentru fiecare compus chimic, viteza de transformare este diferită, iar existența într-un același sediment a două astfel de faze constituie o dovadă a stării de metastabilitate a sistemului.

Supracreșterea cristalelor reprezintă o dezvoltare cristalină sintaxială și homoaxială, în continuitate optică cu granulul central, controlată de structura și compoziția acestuia. Astfel, în sedimentele arenitice și gresii, coroanele de supracreștere sintaxiale apar în jurul granoclastelor de cuarț și se dezvoltă sub forma unui ciment de cuarț autigen de recristalizare. În sedimentele și rocile carbonatice se individualizează coroane de calcit sparitic, în continuitate optică pe monocristale de calcit (adesea reprezentînd plăci de echinoderme), valve de brachiopode și/sau claste carbonatice. Fenomenul este mai frecvent în depozitele vechi decît în cele recente.

Foarte variate ca morfologie și relativ diverse ca mineralogie, produsele transformărilor neomorfice caracterizează depozitele cu un grad de diageneză mai avansat și pun, adesea, în dificultate pe cercetător în încercarea lui de a preciza natura exogenă sau endogenă a cauzelor care le-au generat; au fost descrise în calcarele din Banat, Transilvania, Platforma Moesică, în gresia de Kliwa, în rocile ce alcătuiesc unitatea șisturilor verzi din Dobrogea Centrală.

b. Diferențierea diagenetică

Diferențierea diagenetică este o altă formă de realizare a echilibrului într-un sistem petrografic eterogen, alcătuit din două sau mai multe faze minerale. Compușii identici din punct de vedere chimic și mineralogic tind să se grupeze laolaltă în zone în care energia liberă este cea mai mică, stimulați adesea de existența unor impurități. Procesul constă într-o migrare în stare solidă a ionilor și poate fi accelerat de existența unui mediu fluid. În sedimente și roci sedimentare, prin diferențiere, în jurul unei impurități, unui mineral accesoriu sau defect mecanic se concentrează și cresc spontan concrețiuni, noduli sau sferule.

Forma lor exterioară — sferoidală, elipsoidală, discoidală sau cu totul neregulată — corespunde unor aglomerări punctuale de substanță minerală cu structură masivă sau concentrică; rata de creștere a lor poate atinge 4—5 cm/1 000 ani și ajung să aibă diametre de la cîțiva mm la peste 1 m. Se întîlnesc frecvent în calcare, argile, gresii și apar în fazele timpurii și/sau tîrzii ale diagenezei (fig. 3.13).

Din punct de vedere mineralogic, compoziția concrețiunilor și nodulilor indică compoziția fazelor minerale (răspîndite neuniform în masa sedimentului inițial și, de regulă, subordonate cantitativ) care poate aparține carbonaților (calcit, dolomit în marne și gresii, siderit în marne și argile), silicei (calcedonie în calcare, în argile), sulfaților (gips și anhidrit în marne; baritină în gresii și calcare, sulfurilor (pirită, marcasită în argile etc.). În România, cu frecvență diferită, se întîlnesc concrețiuni în depozitele de fliș din Carpații Orientali (în zona „șisturilor negre"), în argile din Banat și în diferite formațiuni sedimentare din Dobrogea de Nord și cea de Sud.

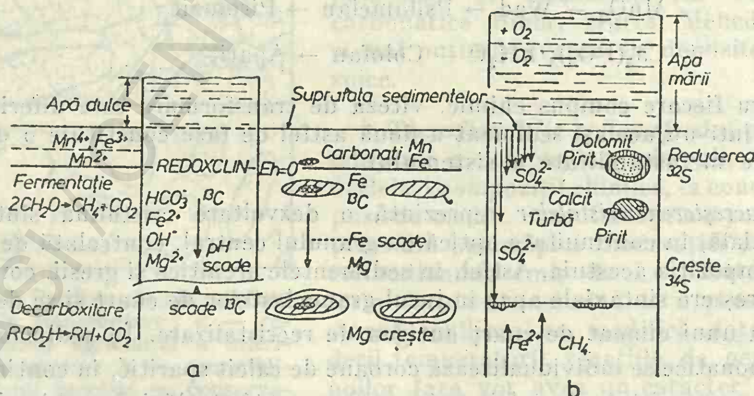


Fig. 3.13. Morfologia produselor de diferențiere diagenetică întîlnite în diverse roci sedimentare. Formarea concrețiunilor de pirit, dolomit, calcit, siderit în ape dulci și ape marine [75].

3.2.3. Transformări mediate de soluţii

Existenţa fluidelor cu diferite compoziţii în spaţiul interstiţial, al sedimentelor de toate categoriile granulometrice constituie o premisă fundamentală pentru transformări diagenetice izochimice şi alochimice. Circulaţia descendentă sau ascendentă a fluidelor prin pori se dovedeşte, de asemenea, o cauză a schimbării proprietăţilor lor graţie traversării unor domenii cu temperaturi şi presiuni distincte şi, care au drept consecinţă modificarea echilibrelor chimice ce le-au caracterizat la un moment dat. Produsele apărute — minerale autigene sau de neoformaţie, cu variate trăsături morfometrice structurale — sînt expresia manifestării unor astfel de dezechilibre ; fiecare fază minerală nou formată va fi stabilă în contextul termic, baric şi compoziţional în care a apărut. Toate fazele minerale postdepoziţionale vor diversifica mult compoziţia unei roci sedimentare a cărei evoluţie, în timpul îngropării sau după îngropare, a fost influenţată de transformări mediate de soluţiile interstiţiale ; ieşirea din acest cadru a unui compus mineral atrage după sine trecerea sa din nou în soluţie şi astfel naşterea unui gol ce va spori în acel loc porozitatea secundară a edificiului petrografic litificat sau în curs de litificare.

Dintre numeroasele procese posibile în timpul diagenezei, cu rol petrogenetic semnificativ se pot înscrie difuzia, cimentarea, umplerea golurilor, dizolvarea sub presiune şi reacţiile de substituţie (sau metasomatismul diagenetic).

a. Difuzia, cimentarea şi umplerea golurilor

Difuzia ionilor în soluţiile interstiţiale este, adesea, un proces spontan care tinde să menţină constante potenţialele chimice ale unuia şi aceluiaşi component şi care poate fi inhibat sau accelerat de variaţiile de temperatură sau presiune. Transportul ionilor prin acest proces se consideră a fi lent, de ordinul a $10^{-5}...10^{-6}$ cm^2/s, dar poate explica, de multe ori, transformările minerale din masa sedimentului care, în lipsa unor cantităţi mari de fluide care să traverseze „sistemul", nu pot fi explicate altfel. În spaţiul interstiţial vor creşte de la sine numai acele cristale (germeni) care au depăşit o dimensiune critică, dependentă de tensiunea superficială la interfaţa fluid-solid. Se consideră că „granulaţia" poate fi luată drept un indiciu al vitezei de germinare şi, implicit, al abaterii de la condiţia de echilibru : cînd numărul germenilor este mic, cristalele cresc mari în apropierea condiţiilor de echilibru. Concentrarea punctuală a unor astfel de procese desfăşurate în masa sedimentului în curs de litificare va determina apariţia unor concreţiuni sau noduli greu de deosebit de produsele realizate prin transfer ionic în stare solidă.

Difuzia soluţiilor interstiţiale în sens ascendent spre interfaţa sediment-apă sau spre interfaţa sediment-aer reprezintă o circulaţie capilară capabilă să genereze în momentul modificării echilibrului chimic al fluidului (datorită fie contactului cu soluţii în faciesuri de salinitate diferită, fie evaporaţiei) germinarea spontană a unor compuşi minerali (sulfaţi, carbonaţi, oxizi etc.) ce reflectă compoziţia acestor soluţii. Produsele se concentrează întotdeauna la partea superioară a stratelor, cimentează clastele preexistente şi capătă morfologia unor cruste minerale denumite *duricruste* sau „hardground". Prezenţa lor va fi un argument pentru acceptarea unui hiatus în procesul de sedimentare.

În mediile continentale, în soluri se formează în acest mod *caliche*-ul sau *calcret-ul*, o crustă calcitică în orizontul C al solurilor, și *fericret*-ul sau „ortstein-ul“, o crustă feruginoasă în orizontal B ; în zonele lateritice se formează *silcret*-ul, o crustă de opal și/sau calcedonie. În mediile continentale, aride, de regulă de tip sabkha se formează *gipcret* și *solcret* — cruste formate din gips și, respectiv, sare. *Pisolitele* vadoase însoțesc crustele carbonatice de la suprafața solurilor sau a sedimentelor carbonatice supratidale formate și acumulate în regiuni lipsite de umiditate ; ele reprezintă concrețiuni sferoidale cu structură concentrică depuse subaerian, prin difuzia ascendentă intermitentă a unor soluții suprasaturate în $CaCO_3$.

În mediile subacvatice și chiar în cele marine de apă adîncă, la suprafața sedimentelor pelitice carbonatice și argiloase se individualizează o crustă de tip „hardground“, de 5—30 cm grosime ; în depozitele vechi hardgroundurile se pot recunoaște după :

— suprafața de discontinuitate care reflectă forme erozionale ce nu s-ar fi putut conserva dacă sedimentul inițial nu era litificat ;

— abundența intraclastelor angulare ;

— existența unei epifaune adaptate la substratul rigid și cimentată cu produsul crustei respective (frecvent întîlnită în crete) ;

— perforațiile organismelor litofage (borings).

Cimentarea. Pentru a explica apariția mineralelor autigene în spațiul poros, adesea cu rol de liant al clastelor, bioclastelor sau alochemelor preexistente trebuie avute în vedere cel puțin două situații :

1. Formarea cimentului a avut loc prin precipitarea fazelor minerale într-un volum constant de sedimente, în jurul unor claste care nu au reacționat cu fluidele interstițiale și, în acest caz, sedimentul ar trebui să fie traversat, în mediul său de depunere, de cantități mari de soluții cu chimism constant, iar stricarea echilibrului soluțiilor ar trebui să se producă brusc pe arii foarte mari ; sensul, viteza și modul de deplasare a acestor fluide au fost controlate de gradienții de presiune și de diferențele de densitate dintre ele. Printr-un exemplu se poate aprecia că pentru formarea gresiilor cuarțoase cu ciment silicios, litificate la 5 km adîncime (în condițiile unei temperaturi de 150°C), concentrația soluțiilor interstițiale ar fi putut atinge suprasaturația de 100 ppm SiO_2, dar pentru litificarea ei ar fi fost necesare 10^5 volume de apă pentru depunerea unui volum de ciment. Faptele de teren și raportul între porozitate și cimentare nu pot explica, însă, în toate cazurile existența unui astfel de fluid și a unei astfel de curgeri în masa sedimentului inițial, iar, de multe ori, nici sursa necesară pentru compusul chimic respectiv. De aceea, în ultima vreme se apelează la cea de-a doua situație :

2. Cimentul s-a depus în sedimentul în curs de comprimare din soluții al căror chimism a rezultat în urma interacțiunii „locale“ dintre fluidul interstițial și clastele preexistente. Această alternativă explică cimentarea ca un fenomen tîrziu dar simultan cu compactizarea și dizolvarea sub presiune, are în vedere reducerea de volum a sedimentului inițial și nu impune circulația pe distanțe mari a fluidului din pori. În ambele cazuri, factorii care controlează formarea cimentului, respectiv natura mineralelor autigene, sînt identici cu cei care determină separarea produselor chimice în mediul acvatic, anume concentrația soluțiilor și faciesul de salinitate al acestora : dulcicol, salin, hipersalin, *p*H-ul, *E*h-ul, temperatura sistemului, presiunea geostatică și hidrostatică etc.

Din punct de vedere mineralogic, compușii cei mai frecvenți aparțin carbonaților (calcit, aragonit), silicei (opal, calcedonie, cuarț), sulfaților, fos-

faților, oxizilor și hidroxizilor de fier, glauconitului etc. Relațiile dintre concentrația soluțiilor și cinetica proceselor de precipitare determină principalele categorii texturale (granulometrice și morfometrice) și structurale de ciment.

Criteriul textural-granulometric permite separarea următoarelor tipuri de ciment :

— *amorf* (din opal sau colofan) ;

— *criptocristalin*, cu $d = 4$ microni și microcristalin cu $d = 4-10$ microni, uneori pînă la 80 microni (microsparitic) ;

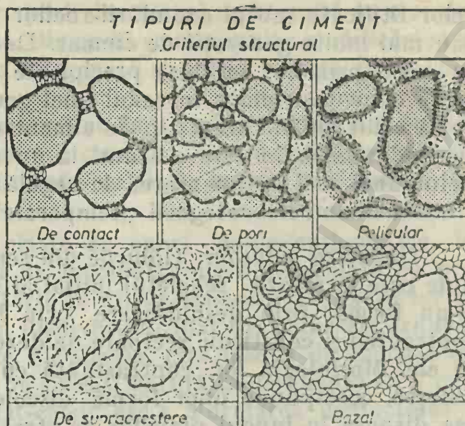


Fig. 3.14. Tipuri structurale de ciment [5].

— *larg cristalin*, cu diametrul mai mare de 80 microni, echigranular sau inechigranular (ortosparitic, timpuriu în porii intergranulari și pseudosparitic, tîrziu, de recristalizare).

Criteriul textural morfometric oferă posibilitatea grupării tipurilor de ciment în funcție de habitusul cristalelor (v. fig. 4.47). Astfel, se poate vorbi de :

— ciment *mozaic*, alcătuit din granule aproximativ izometrice, cu contacte suturale sau liniare și de dimensiuni relativ egale ;

— ciment *druzic*, format din granule a căror formă și dimensiuni se modifică distal, cu depărtarea față de particulele pe care le leagă ; de obicei, cristalele tind să fie prismatice, alungite ;

— ciment *fibros-acicular*, de multe ori cu dezvoltarea centripetă în geluri și radiară față de particule (de aceea, denumit și ciment radial sau axial).

Criteriul structural diferențiază tipurile de ciment după relațiile sale cu particulele sedimentare și cu porii din rocă. Indiferent de natura petrografică a acestora (gresii, calcare etc.), se disting (fig. 3.14) :

— ciment *de contact* (de „menisc" sau de „atingere"), care se localizează la contactul dintre granule, sub forma unui menisc și lasă în rocă o porozitate remanentă accentuată ;

— ciment *de pori*, întîlnit în spațiile intergranulare, astfel încît particulele sedimentare să rămînă în contact direct unele cu celelalte (contact tangențial) ;

— ciment *pelicular*, care apare în jurul granulelor, fără a umple tot spațiul dintre ele : pelicula de ciment poate avea o structură compactă, micritică, tangențială sau chiar radială ; porozitatea rocii se menține ridicată ;

— ciment *de supracreștere*, care reprezintă o creștere sintaxială sau epitaxială în continuitate optică față de particula centrală ; marginile coroanelor de supracreștere ale granulelor se întîlnesc — după contacte liniare — în spațiul intergranular ;

— ciment *bazal*, care înconjură particulele sedimentare din toate părțile, acestea nevenind în contact unele cu celelalte.

Dinamica proceselor chimice în spațiul interstițial, în special apariția unor fluctuații compoziționale, termice, barice, pe măsura îngropării sedimen-

telor litificate sau al exondării rocilor formate, conduce la existența a două sau mai multe generații de ciment. De aceea, se vorbește de ciment *primar* în cazul primelor produse precipitate ce au „colmatat" spațiul interstițial, și de ciment *secundar* în cazul unei generații ulterioare formate prin substituția celui dintîi. Acest tip de ciment este întotdeauna dovada instabilității termodinamice în care a ajuns, la un moment dat, cimentul primar. La nivelul unei roci sedimentare, de regulă în gresii și calcare, pot fi surprinse, simultan, ambele categorii „temporale".

Umplerea golurilor. Golurile din sedimente care nu țin de rețeaua de granule care formează scheletul inițial al sedimentului au origine foarte variată (s-au format prin deshidratare, prin bioturbație, prin resedimentare, prin contracție) și constituie sectoare de dezechilibru pentru soluțiile care pătrund în ele. Morfologia lor, contrastantă cu structura sedimentului care le găzduiește, corespunde unor forme discoidale, trapezoidale sau globulare adesea dispuse în lungul planelor de stratificație. În masa sedimentelor carbonatice, în care sînt frecvente, ele sînt umplute cu calcit și/sau anhidrit și poartă denumirea „ochi de pasăre" (*birdseye structures* în engl).

b. Dizolvarea sub presiune

Presiunea generată la contactul dintre granule, numită și „presiune efectivă", este condiționată de valoarea presiunii litostatice, a presiunii fluidului interstițial și de frecvența suprafețelor de atingere în lungul unei secțiuni orizontale K. Ea se poate calcula după relația

$$P_e = (P_g - P_f) \cdot \frac{100}{K}.$$

Variația presiunii efective și, în consecință, efectele sale sînt influențate și de adîncimea de îngropare sau densitatea sedimentelor sau a rocilor supuse îngropării. Considerînd un depozit sedimentar cu densitatea de 2,2 g/cm^3, la o adîncime de 2 km, valoarea presiunii efective se poate calcula astfel:

$$P_e = 2 \cdot 10^5 \text{ cm}^2 (2{,}2 \text{ g/cm}^3 - 1{,}0 \text{ g/cm}^3) \frac{100}{K} = 2{,}4 \cdot 10^5 \text{ g/cm}^2 \cdot \frac{100}{K},$$

iar cînd $K = 10\%$, atunci:

$$P_e = 2{,}4 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2 \text{ sau } 2\,400 \text{ kg/cm}^2.$$

Prin creșterea suprafeței de contact dintre granule, de la 10% la 30%, presiunea efectivă poate fi redusă la 800 kg/cm^2, ceea ce face ca efectele sale să fie diminuate.

În sedimentele în care presiunea porilor este inferioară presiunii efective, fluidul localizat la limita dintre granule sau la limita unor unități litologice distincte devine agresiv și provoacă transformări complexe în masa sedimentului. Acțiunea sa se traduce în dizolvări selective (parțiale sau totale), urmate de modificări structurale, concentrări ale fracțiunii insolubile și reprecipitări ale fazelor minerale ajunse, prin difuzie locală, la supraconcentrare. În literatura petrologică, acest mecanism, evident de natură diagenetică, este cunoscut sub denumirea „pressure solution" sau *dizolvare sub presiune* și este fundamentat prin principiul lui Riecke, conform căruia „solubilitatea mineralelor crește direct proporțional cu presiunea efectivă dezvoltată la contactul dintre granulele unui sediment în curs de îngropare; ionii astfel

solubilizați migrează prin difuzie spre porii deschiși și reprecipită pe marginile libere ale granulelor. În ultima vreme, din ce în ce mai multe modificări structurale ale sedimentelor însoțite de o autigeneză specifică sînt explicate, plauzibil, plecînd de la aceste principii.

Dizolvarea sub presiune conduce, astfel, la apariția contactelor suturale între granule, a limitelor stilolitice și structurilor „con-în-con", precum și la remobilizări chimice finalizate prin neoformații de minerale idiomorfe (fig. 3.15).

Contactele suturale apar între claste de cuarț, ooide carbonatice, bioclaste și se recunosc prin suprafața de întrepătrundere neregulată cu profil sinusoidal și o amplitudine a îndințării de cîțiva microni. Traiectul lor este evidențiat de un reziduu insolubil la dizolvare format din minerale argiloase, hidroxizi de fier, impurități organice, și, adesea, este însoțit de apariția unui ciment de pori sau de supracreștere de aceeași natură mineralogică cu a particulelor îndințate (cuarț-cuarț, calcit-calcit etc.). Formarea contactelor suturale la adîncimi, de regulă, cuprinse între 600 și 900 m scade mult porozitatea și, respectiv, permeabilitatea rocilor. Astfel de efecte sînt frecvente în depozitele sedimentare vechi paleozoice și triasice din Dobrogea de Nord și Dobrogea Centrală.

Limitele stilolitice sau „*stilolitele*" sînt suprafețe de întrepătrundere între unități litologice cu comportament selectiv la procesul de dizolvare sub presiune; se întîlnesc în calcare, dolomite, marne, gresii. În secțiune transversală, se prezintă ca o succesiune de proeminențe și depresiuni cu profil rec-

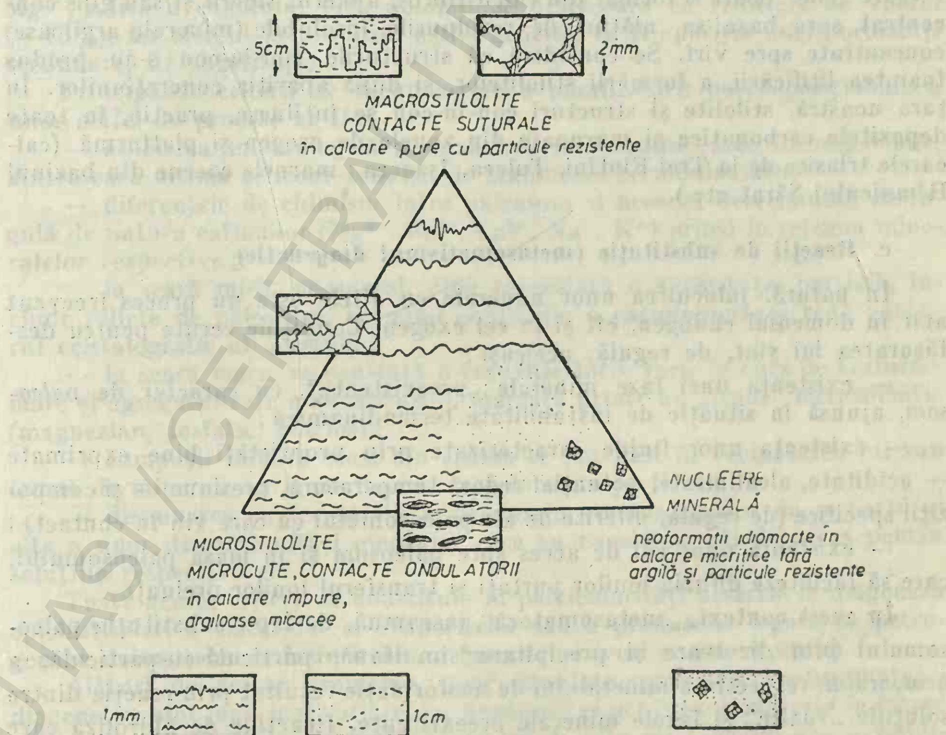


Fig. 3.15. Clasificarea produselor formate prin dizolvare sub presiune [43].

tangular (sau ondulat), care sugerează o „sutură" complicată. Scara la care apar permite separarea de *macrostilolite*, cu amplitudine centimetrică și decimetrică (în calcare omogene, de pildă), alcătuite din corpusculi rezistenți, și *microstilolite*, cu amplitudine milimetrică și micronică în calcare argiloase, impure, uneori bogat micacee și în gresii ; se dezvoltă pe suprafețe extinse pe 10÷15 m diametru și chiar mai mult. Stilolitele paralele cu stratificația apar la adîncimi de îngropare condiționate de natura petrografică a depozitului (de obicei, în calcare între 40 și 100 m, iar în gresii între 800 și 1 000 m).

Suprafața stilolitică este evidențiată de materialul insolubil al rocii-gazdă concentrat în timpul dizolvării selective, în lungul ei : caolinit, montmorillonit, limonit, goethit, opal etc.

Creșterea fracțiilor argiloase și micacee în sedimentele și rocile afectate de dizolvarea sub presiune determină tranziții de la macrostilolite și contacte suturale spre microstilolite și contacte ondulatorii, sinusoidale, aglomerări elipsoidale și formare de „noduli", de exemplu, calcare nodulare (capitolul 4.3). În lipsa corpusculilor rezistenți, în depozitele nodulare pot apărea neoformații minerale idiomorfe (romboedri de dolomit, prisme de anhidrit etc.).

Structurile con-în-con reprezintă agregate conice, întrepătrunse și înlănțuite, dezvoltate în mîluri parțial consolidate, aproape de interfața sediment-apă. De aceea, apar cu baza în planul de stratificație al rocilor cu axa normală la aceasta și se dezvoltă în nivele relativ continui, de ordinul zecilor de km^2, cu 1—10 cm înălțime. În secțiune transversală, structura apare sub forma unor triunghiuri legate prin colțuri și așezate alternativ, față în față. Fiecare „con" poate fi format din calcit fibros, ankerit, siderit și/sau gips concentrat spre baza sa, alături de reziduurile insolubile (minerale argiloase) concentrate spre vîrf. Se consideră că structurile con-în-con s-au produs înaintea litificării, a formării stilolitelor, și după apariția concrețiunilor. În țara noastră, stilolite și structuri con-în-con se întîlnesc, practic, în toate depozitele carbonatice și marnoase din zonele de orogen și platformă (calcarele triasice de la Trei Fîntîni, Tulcea, Isaccea ; marnele eocene din bazinul Rîmnicului Sărat etc.).

c. Reacții de substituție (metasomatismul diagenetic)

În natură, înlocuirea unor minerale cu altele este un proces frecvent atît în domeniul endogen, cît și în cel exogen. Condițiile cerute pentru desfășurarea lui sînt, de regulă, aceleași :

— existența unei faze minerale „preexistente", cu caracter de *paleosom*, ajunsă în situație de instabilitate termodinamică ;

— existența unor fluide caracterizate prin proprietăți bine exprimate — aciditate, alcalinitate, potențial redox, temperatură, presiune — și compoziții specifice (de regulă, diferite de ale paleosomului cu care vin în contact) ;

— existența unor căi de acces spre paleosom și în masa paleosomului, care să faciliteze difuzia ionilor purtați și transferul ionilor preluați.

În acest context, „metasomatoză" înseamnă, de fapt, substituția paleosomului prin dizolvare și precipitare simultană, particulă-cu-particulă, a *neosomului*, respectiv a mineralului de neoformație rezultat prin reacția dintre soluțiile „venite" și fazele minerale preexistente. Reacțiile de hidroliză care au loc în cazul proceselor de alterare constituie un exemplu ideal în acest sens.

În domeniul exogen, procesul este omniprezent avînd o pondere mare în evoluția postdepozițională a unor variate tipuri de sedimente, iar acțiunea sa poate și trebuie privită la două scări:

1. Ca un mecanism local de redistribuire a substanței în masa sedimentelor, exprimînd adaptări mineralogice la noi condiții de temperatură și presiune în prezența apei. În acest caz, apar pseudomorfoze parțiale sau totale de calcit pe plagioclaz (prin calcitizare), de clorit pe biotit (cloritizare), silice în calcare (silicifiere), pirită pe calcit (piritizare) și concentrări de substanță sub formă de noduli sau concrețiuni dezvoltate prin înlocuirea unui fost produs (de exemplu: silexurile din creta de la Basarabi, Dobrogea de sud; concrețiunile delimonit din calcarenitele senoniene din bazinul Babadag, Dobrogea de nord;

2. Ca un mecanism de anvergură, ce vizează mase considerabile de roci preexistente și conduce la apariția de edificii petrografice cu chimism bine determinat. Este cazul clasic al dolomitizării și/sau fosfatizării calcarelor sau sedimentelor carbonatice (vezi capitolele respective) prin care se individualizează roca denumită dolomit și, respectiv, fosforit.

Dacă în primul caz sursa elementelor chimice antrenate în proces se află în interiorul sistemului (fără, deci, ca acest parametru să reprezinte o condiție a metasomatozei), în cel de-al doilea caz, de foarte multe ori, sursa (de Mg^{2+} sau P^{5+}) se află în afara sistemului, iar cationii respectivi sînt introduși în sistem de fluidele metasomatice care circulă pe toate căile, și care favorizează substituția.

În cazul dolomitizării, ca o excepție de la regulă, înlocuirea Ca^{2+} cu Mg^{2+}, adică a calcitului prin dolomit se desfășoară cu reducere de volum (−13%), iar efectul în produsul astfel generat va fi apariția unei porozități secundare, de substituție.

Principalele criterii de recunoaștere a manifestării postdepoziționale a unor astfel de procese ar fi:

— asocierea mineralogică a două sau mai multor faze incompatibile, dintre care ultima reflectă condiții de stabilitate termodinamică;

— diferențele de chimism între paleosom și neoson, determinate de regulă de natura cationilor (Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}) prinși în rețeaua mineralelor respective;

— la scară mică, neosomul, cînd reprezintă o substituție parțială, include relicte de paleosom, iar cînd constituie o pseudomorfoză redă conturul cristalografic al acestuia;

— la scară mare, se constată o tranziție între roca în curs de transformare și agregatul care a substituit-o, marcată printr-un „front" metasomatic (magnezian, fosfatic, silicios);

— compușii solubili scoși din sistem se pot găsi în vecinătatea lui sub formă de minerale autigene depuse în goluri sau pe fisuri;

— dispunerea preferențială a produselor metasomatice de o parte și alta a unor discontinuități mecanice care au constituit căi de acces pentru soluțiile respective etc.

Toate aceste criterii se constituie în particularități descrise la diageneza epiclastitelor, a calcarelor și evaporitelor sau a produselor legate de petrogeneza dolomitelor, a fosforitelor, a bauxitelor (vezi aceste capitole).

Alături de aceste probleme, doar enunțate, aspectele metasomatozei diagenetice sînt mult mai variate, iar produsele ei pot fi exemplificate în foarte multe situații. Asupra lor se va reveni ori de cîte ori procesul are o implicație petrogenetică deosebită și contribuie la exemplificarea relațiilor din cadrul unei asociații cu minerale incompatibile.

3.3. ETAPELE ŞI LIMITELE DIAGENEZEI

Privite temporal, procesele postdepoziţionale care afectează o stivă de sedimente se deosebesc între ele de la o etapă la alta de evoluţie a depozitelor respective. Natura, dar şi intensitatea acestor procese exprimă, de fapt, trecerea sedimentului prin condiţii termobarice distincte, simultan cu schimbări importante în compoziţia soluţiilor interstiţiale ; aceste schimbări, care de cele mai multe ori înseamnă rezultatul interacţiunii dintre fluide şi claste, pot fi determinate şi de contaminarea „mediului" cu soluţii juvenile sau meteorice, venite din afara sistemului. Fiecare nouă condiţie, pe măsura îngropării sedimentelor, impune adaptări speciale ale fazelor minerale şi, în consecinţă, reacţii ale acestora specifice. Menţinerea timp îndelungat a unei asociaţii minerale sau a unei structuri diagenetice în condiţii apropiate de cele în care au fost generate reprezintă o premisă pentru atingerea echilibrului termodinamic în sistemul diagenetic considerat.

Complexul de factori care ţin, deci, de durata scoaterii sedimentului din mediul de acumulare, de direcţia şi sensul în care el este deplasat postdepoziţional, spre adîncimi din ce în ce mai mari, prin îngropare pînă la „limita cu metamorfismul" sau după litificare, prin înălţare şi exondare spre „limita cu procesele de alterare", precum şi de modificarea „mediului chimic" prin contaminarea soluţiilor interstiţiale sau reacţii cu acestea reprezintă o premisă pentru stabilirea etapelor sau stadiilor prin care trece un depozit sedimentar între momentul orientării sale şi cel al examinării sale de către observator, sub formă de rocă deschisă în afloriment sau extrasă din lucrări geologice.

Fără să existe un punct de vedere unanim acceptat în legătură cu criteriile de separare a acestor stadii şi, în consecinţă, cu terminologia utilizată pentru denumirea lor (vezi tabelul 3.1), vom opta pentru propunerea lui

Tabelul 3.1. **Stadii în evoluţia proceselor diagenetice**

Denumirea stadiului (= sinonimii)	Caracterul geochimic al stadiului	Mediul de desfăşurare	Adîncime	Temperatură	Presiune litostatică
Eogeneză = Diageneză timpurie = singeneza = sindiageneză	redoxomorfic ; *Eh* $\gtrless$ 0 ; *p*H variabil	● îngropare *timpurie* — marin-salin — dulcicol- — cald şi umed — dulcicol — cald şi arid	0 0–100 m	0–40°C	mică (zeci de kg/cm^2)
Mesogeneză — Diageneză tîrzie = anadiageneză = = catageneză (parţial)	locomorfic ; *Eh* < 0 ; *p*H variabil	● îngropare *progresivă*	100–8 000 m	30–200°C ; 220°C	100 kg/cm^2 (4–5 kb)
Telogeneză = epigeneză = epidiageneză = metageneză (Sc. sovietică)	*Eh* > 0 ; *p*H acid ; soluţii meteorice	● *după litificare,* în timpul emergenţei subaeriene	sute de metri	0–60–80°C	variabil

Curtis (1983), care separă în evoluția postdepozițională a unui sediment trei etape distincte : eogeneza (= sindiageneza sensul Fairbridge 1967, Bissel, 1959), mesogeneza (= anadiageneza) și telogeneza (= epidiageneza).

3.3.1. Eogeneza

Eogeneza grupează un prim stadiu din istoria unui depozit sedimentar, în care au loc transformări sindepoziționale în mediu de depunere, pînă la adîncimi de maximum 100 metri, sub influența soluțiilor interstițiale. Această etapă corespunde cu îngroparea „timpurie" a unui sediment în care procesele diagenetice sînt controlate în special de calitatea potențialului redox și alcalinitatea soluțiilor interstițiale. Din acest motiv, eogeneza se identifică din punct de vedere geochimic cu stadiul *redoxomorfic*.

Porozitatea sedimentelor se menține maximă, iar conținutul de substanță organică și bacterii poate fi ridicat ; procesele postdepoziționale sînt de esență chimică (dizolvări, cimentări, autigeneze). În apropiere de interfața sediment-apă reacțiile se desfășoară în mediu oxidant ($Eh > 0$), iar sub aceasta în mediu reducător. Astfel, pot avea loc solubilizări ale bioclastelor și dizolvări ale impurităților depuse pe clastele de cuarț, feldspați din zona șelfului etc. ; în mediile batiale și abisale, potențialul ionilor de hidrogen este 7 sau mai mic de 7, iar Eh-ul mai mare de zero ; neoformațiile aragonitice, calcitul și testurile subțiri de foraminifere se dizolvă. Apar cimentări incipiente, cuarț și feldspați de supracreștere, calcit interstițial și reacții de deshidratare ale compușilor amorfi cu formare de faze mai stabile (calcedonie din opal, hematit din limonit) ; în fracțiunea argiloasă au loc reacții de schimb ionic. Un bun indicator al trecerii sedimentelor prin stadiul de îngropare timpurie îl reprezintă raportul izotopilor sulfului $^{32}S/^{34}S$ care poate indica trecerea de la mediul „sulfat" ($^{32}S/^{34}S = 21{,}7$) la mediul de „sulfură" ($^{32}S/S^{34} = 22{,}1...22{,}7$). Mediile naturale frecvente ale eogenezei — marin (salin), dulcicol în climat cald și umed și dulcicol în climat arid — condiționează valoarea pH-ului și, în consecință, stabilitatea următoarelor asociații de minerale autigene :

— chamosit—smectit—glauconit în faciesul marin cu pH alcalin ;
— caolinit—clorit în faciesul dulcicol-umed cu pH-ul acid ;
— illit—smectit—calcit în faciesul dulcicol-arid cu pH alcalin ;
— pirită—siderit în mediile euxinice, anoxice.

3.3.2. Mesogeneza și limita cu metamorfismul

Mesogeneza este etapa intermediară din evoluția unui sediment, cînd acesta suferă o îngropare progresivă, dar severă, pînă la adîncimi de 7—10 km, proprie condițiilor de desfășurare a transformărilor metamorfe. Comparată cu eogeneza, mesogeneza reprezintă un „stadiu tîrziu" din evoluția unui sediment, controlat de presiuni geostatice mari (pînă la 4—5 kb) și temperaturi net superioare celor din mediul de depunere (pînă la 200—220°C). Ținînd cont de drumul pe care-l poate străbate un sediment în această etapă (7—10 km) și, în consecință, de timpul disponibil pentru desfacerea și refacerea unor structuri și echilibre minerale, procesele diagenetice sînt mult mai variate. De cele mai multe ori mediul chimic este anoxic, reducător ; datorită presiunilor mari, porozitatea scade rapid, iar fluidele interstițiale sînt expulzate

și circulă ascendent. Schimburile de substanță între sediment și aceste fluide imprimă mesogenezei, din punct de vedere geochimic, un caracter *locomorfic*.

Procesele postdepoziționale în această etapă au atît un caracter fizico-mecanic (compactizări, recristalizări), cît și chimic (deshidratări, dizolvări sub presiune, cimentări, apariții de neoformații minerale prin metasomatoză diagenetică). Astfel, în această etapă se formează matricea gresiilor și conglomeratelor și se maturizează produsele de descompunere a substanței organice (apar kerogenul și hidrocarburile). Fazele microcristaline din sedimente : micritul recristalizează în sparit, iar calcedonia în cuarț. Transformările polimorfe, în funcție de timpul în care se realizează și privite prin prisma raportului mineral instabil — mineral stabil, se pot constitui într-un indicator al „vîrstei“ proceselor diagenetice. Sînt create condițiile pentru cimentarea clastelor (cu calcit, sulfați, silice) și pentru apariția concrețiunilor de sferosiderit, calcedonie, fosfați sau remobilizarea sulfurilor de Pb, Zn, Fe. Contactele suturale între calcit-calcit, cuarț-cuarț se nasc în baza stivelor groase de sedimente. Au loc degradări, prin solvare și substituție, ale feldspaților plagioclazi, amfibolilor, biotitului și/sau smectitelor. Neoformațiile mai stabile sînt illitul, cloritul, albitul, glauconitul ; în fracțiunea argiloasă au loc numeroase permutări ionice. Porozitatea secundară generată prin dizolvarea mineralelor care nu se mai află în echilibru cu fluidele interstițiale constituie un efect frecvent în această etapă.

Produsele „adînci“ realizate în timpul mesogenezei încep să prezinte multe afinități structurale și mineralogice cu produsele blastezei metamorfice.

Trecînd pragul celor 7—10 km adîncime de îngropare și, respectiv, intervalul termo-baric specific exogenezei (200—220°C și 4—5 kb) se pătrunde în domeniul *anchimetamorfismului* (Frey și Niggli, 1970), în care apar primele semne ale blastezei. Procesul acesta, de esență endogenă, este de regulă izochimic și acționează remobilizările ionice care, la un moment dat, se stabilizează sub formă de parageneze specifice metamorfismului : pirofilit-laumontit-pumpellit (lotrit)-prehnit-zoizit-clinozoizit (la noi în țară puse în evidență de Gh. C. Popescu 1984).

Schimbarea vizează nu numai calitatea „fazelor“ antrenate în proces, ci și structura lor reticulară sau specifică edificiului petrografic. Astfel :

— crește gradul de cristalinizare a illitului și gradul de incarbonizare a cărbunilor ;

— apare foliația metamorfă, la început prin orientarea filosilicaților recristalizați (sericit, clorit) la nivelul sau în masa matricei și, mai tîrziu (și mai profund), orientarea clastelor sau a vechii fracțiuni autigene ;

— contactele suturale devin o regulă, iar prin aceasta se șterge impresia de „particulă“ și „liant“.

„Pragul“ dintre diageneză și metamorfism, astfel caracterizat din punct de vedere mineralogic și structural, trebuie imaginat ca o zonă de tranziție delimitată prin izolinii foarte sinuoase ale valorilor termice și barice menționate. Alura lor (apropierea sau depărtarea de suprafața scoarței) va exprima gradientul geotermic și geobaric din punctul respectiv, ceea ce înseamnă că în două regiuni distincte din punct de vedere tectonic, una orogenă și alta cratonică, „pragul“ anchimetamorfismului va fi plasat, în funcție de acești gradienți, la adîncimi diferite.

Față de metamorfism și anchimetamorfism, diageneza rămîne deci domeniul în care :

— soluțiile sînt fluide interstițiale de origine exogenă, de cele mai multe ori remanente în spațiul poros din masa sedimentului ;

— reacţiile între faze sînt mediate de aceste fluide care se deplasează prin curgere normală sau difuzie şi efectuează transferul ionilor dintr-un loc în altul : din punct de vedere termodinamic sistemul se consideră deschis ;

— prin creşterea presiunii, sedimentele îşi reduc treptat porozitatea, iar transformările diagenetice se manifestă doar pînă la acele adîncimi pînă la care ele îşi pierd porozitatea deschisă (efectivă), iar reacţiile minerale încep să se producă pe scară largă în stare solidă, prin procese de difuzie ionică.

3.3.3. Telogeneza

Cînd mişcarea sedimentului, după ce acesta a fost litificat, îşi schimbă sensul, el începînd să fie înălţat prin mişcări orogenice spre suprafaţa scoarţei terestre, acolo unde factorii exogeni dezagregă şi alterează rocile preexistente, se intră într-o nouă etapă de transformări diagenetice — *telogeneza* sau *epigeneza* rocilor.

Individualizarea unui stadiu distinct de evoluţie, în aceste momente se impune cu evidenţă pentru că asupra depozitului luat în considerare vor acţiona alţi factori, iar o parte din vechile echilibre se pot strica pentru a fi generate altele.

Specificul transformărilor din această etapă este dat de caracterul apelor care le controlează — de obicei meteorice, oxidante şi uşor acide — şi de sensul deplasării lor : descendent cînd drenajul rocilor este bun graţie porilor remanenţi sau fisurilor de decompresiune apele vadoase ajung pînă la adîncimi mari, de ordinul sutelor şi miilor de metri. Din aceste cauze mediul natural de desfăşurare a unor astfel de procese este considerat „subaerian", iar produsele lor sînt dificil de departajat de efectele alterării, în special. Unde trebuie pusă limita din acest punct de vedere, între dizolvarea „diagenetică" şi solubilizările care însoţesc alterarea ; dar între constituenţii autigeni depuşi subcrustal, în timpul telogenezei şi aduşi de eroziune la suprafaţă şi precipitatele locale din „haloul" exogenezei reziduale, cît anume din produsele de substituţie — paramorfoze şi pseudomorfoze parţiale şi totale — reprezintă expresia metasomatozei telogenetice şi cît reprezintă efectul hidrolizei ? ; unde — în scoarţa de alterare — se poate pune limita între efectele diagenezei în sensul pe care l-am discutat aici şi efectele proceselor de oxidare-hidratare-substituţie care au făcut obiectul capitolului vizînd procesele de degradare chimică a rocilor preexistente ? Iată numai cîteva întrebări, la care s-ar putea adăuga altele, fără un răspuns univoc. În acest cadru al observaţiei geologice, concluziile trebuie trase cu mult discernămînt, după multă circumspecţie în interpretarea „faptelor". De cele mai multe ori numai apelul la metodele moderne de investigaţie — studii izotopice, microscopie electronică, studiul incluziunilor fluide etc. — permite să apropie „verdictul" geologului de realitate.

Procesele considerate active în timpul telogenezei sînt dizolvările, reprecipitările şi recristalizările. Circulaţia descendentă a apelor meteorice în lungul contactelor dintre granule, a fisurilor şi diaclazelor, provoacă decimentări prin, dizolvarea carbonaţilor, sulfaţilor şi, astfel, conduc la creşterea unei porozităţi secundare. Simultan cu procesele de solubilizare a mineralelor din pereţii fisurilor, au loc procese de precipitare şi, respectiv, colmatare a golurilor, de regulă cu calcit în gresii şi calcare, cu gips în argile şi marne, cuarţ în gresii

și conglomerate. Alteori, antrenarea Fe și Mn de către soluțiile meteorice se află la originea unor compuși — limonit, hematit, piroluzit — care intersectează suprafețele de stratificație ale rocilor (planele laminelor oblice, planul laminelor paralele, al laminelor oblice frontale etc.). Acest din urmă aspect structural se constituie adesea într-o dovadă a originii tîrzii, epigenetice, a produselor respective.

* *
*

Prin prisma problemelor pe care le ridică diageneza sedimentelor și rocilor sedimentare s-a conturat deja ca un domeniu de mare perspectivă, indispensabil progresului în sedimentologie în general și în petrografia sedimentară, în special. „Diageneza" este astăzi nu numai un domeniu de investigație palpitantă prin „echivocul" ei, dar și o cercetare necesară, o pîrghie de neînlocuit în aprofundarea studiilor legate de geneza și migrarea hidrocarburilor, de formarea și concentrarea substanțelor metalifere și nemetalifere sau de circulația apelor subterane.

Diageneza a fost și rămîne o „piatră de încercare" a petrografului pentru a cărei urnire, simpla observare a „produselor" și înțelegere a „proceselor" nu sînt suficiente. Succesul studiilor din domeniul ei va putea fi asigurat numai de o „metodă și tehnică" adecvată. Astfel, în anii din urmă salturi spectaculoase în cunoașterea diagenezei au fost realizate de microscopia electronică, examenul cu rășini impregnate, analizele cu microsonda electronică, studiile de catodoluminiscență, izotopi stabili și incluziuni fluide, prin care s-a putut trece dincolo de opacitatea dimensiunilor micronice și uniformitatea disperantă a fracțiunii argiloase, pentru a se descoperi un univers nou oferit de arhitectura spațiului poros, geometria „nano" cristalelor autigene și inedítul lor cristalochimic.

„Risipa de metaluri și pietre,
ce se-mbină
Și-n scînteieri de raze tresar în joc
și cîntă,
Îngemînarea-aceasta de sunet
și lumină
Privirea mi-o vrăjește și inima
mi-o-ncîntă".

CHARLES BAUDELAIRE

4. ROCILE SEDIMENTARE

4.1. ROCILE EPICLASTICE (SILICICLASTICE)

Rocile epiclastice sau terigene ocupă 20—25% din volumul total al depozitelor sedimentare și reproduc, cel mai fidel, istoria complexă a materialului dezagregat în ariile continentale, care a urmat apoi drumul sinuos al transportului spre locurile de acumulare.

Definite ca *epiclastice* pentru că produsele lor au provenit de la marginea bazinului, și *terigene* pentru că sînt de origine continentală, ele mai sînt numite și roci *detritice* deoarece la originea lor s-a aflat „detritusul" dezagregării mecanice ; în ultima vreme au fost numite roci *siliciclastice* pentru că sînt formate preponderent din silicați, iar din punct de vedere chimic sînt bogate în SiO_2.

Studiul petrografic al rocilor epiclastice a stimulat programele privind reconstituirile de „arii sursă" sau reconstituirile de paleocurenți și paleomedii de sedimentare. Alături de cunoașterea compoziției lor — ca o premisă a înțelegerii vechilor surse de material — descifrarea texturilor și structurilor specifice acestora constituie o bază univocă pentru stabilirea regimului hidrodinamic în care au fost deplasate clastele și a mediului în care s-au depus : marin sau continental (deșertic, glaciar, fluviatil, lacustru, deltaic).

Aportul de detritus spre bazinele de sedimentare fiind, în istoria Pămîntului, determinat de exondarea și înălțarea ariilor continentale, acumularea secvențelor epiclastice în corpuri geologice cu geometrie particulară devine un indicator paleotectonic de primă însemnătate : prin intermediul acestor roci, azi se precizează poziția bazinului în raport cu elementele dinamice ale litosferei superioare.

În fine, rocile epiclastice reprezintă, de multe ori, o sursă importantă de substanțe minerale utile (prin concentrări de Zr, Ti, Mo, Au, Sn, U, TR), gazda zăcămintelor de cărbuni și colectorul tradițional al acumulărilor de petrol și gaze.

4.1.1. Mineralogie şi chimism

Provenind prin acumularea unui detritus generat de dezagregarea rocilor preexistente (endogene şi exogene) din aria-sursă, constituenţii minerali ai rocilor epiclastice vor reflecta foarte clar natura acesteia, de cele mai multe ori poliminerală ; ei sînt de cele mai multe ori, extrabazinali şi, mai rar, intrabazinali. Suferind un proces de transport, ei au un caracter *alogen*. Clastele acumulate formează un edificiu petrografic în urma diagenezei, iar rocile detritice formate conţin, alături de constituenţii depoziţionali alogeni, şi constituenţi postdepoziţionali autigeni.

Frecvenţa mineralelor alogene în aceste roci este o funcţie a stabilităţii lor mecanice (rezistenţa la eroziune) şi chimice (comportarea lor în sistemele subacvatice), iar cea a mineralelor autigene este, adesea, o expresie a porozităţii depozitelor, a naturii soluţiilor interstiţiale şi a posibilităţii lor de migrare printre granulele alogene.

Nu de puţine ori, în proporţii foarte variate, la alcătuirea unei roci detritice participă şi material vulcanoclastic, bioclastic şi substanţă organică. Este evident că examenul mineralogic şi implicit chimic al unor astfel de roci nu este uşor, că semnificaţia petrogenetică a compoziţiei minerale apare foarte complexă : una şi aceeaşi specie minerală — cuarţul, de exemplu — poate avea într-o rocă detritică atît o natură alogenă, sugerînd aria sursă şi regimul depoziţional cît şi o natură autigenă, sugerînd calitatea şi cinetica proceselor postdepoziţionale.

Printr-o astfel de compoziţie aşa de variată, rocile detritice constituie, în domeniul rocilor exogene, o „placă turnantă" cu deschidere fie spre piroclastite, fie spre depozitele bioacumulate.

a. Fracţiunea clastică

Fracţiunea clastică a rocilor detritice este întotdeauna preponderentă (>60% din volumul rocii) şi reprezintă suma granoclastelor (constituite din granule monocristaline) şi a litoclastelor (constituite din granule policristaline şi, frecvent, poliminerale). Ea defineşte o categorie petrografică „primară", depoziţională, de origine extrabazinală şi/sau intrabazinală şi rămîne, prin aceasta, singura informaţie sigură despre originea „magmatică" sau „metamorfică" a ariei de provenienţă. În acest context este evident că granulele de origine „sedimentară", provenind din dezagregarea unui conglomerat sau a unei gresii, vor fi reciclate.

GRANOCLASTE

După proprietăţile lor (în special greutate specifică) şi modul de comportare în mediul de transport şi acumulare granoclastele se pot grupa în două categorii : 1) fracţia uşoară : cuarţ, feldspaţi, mice, clorite, minerale argiloase etc. ; 2) fracţia grea : granat, zircon, turmalină, rutil, aur etc.

Fracţia uşoară. *Cuarţul*, mineral stabil în condiţiile existente la suprafaţa scoarţei terestre, îndeplineşte toate condiţiile pentru a se putea conserva în rocile epiclastice şi a atinge o frecvenţă de pînă la 95—98%. Prezenţa sa în roci capătă diverse semnificaţii petrogenetice : indicator de „arie sursă", indicator de maturitate şi, uneori, indicator al regimului tectonic în care este amplasat bazinul.

Clastele de cuarț sînt eliberate prin dezagregarea granitelor și granodioritelor, a riolitelor și dacitelor, a gnaiselor și micașisturilor și a epiclastitelor cuarțoase; criteriile de apreciere a originii cuarțului țin de caracterele sale optice, natura incluziunilor și conținutul de elemente minore. Comparativ cu alte minerale, însă, nici una din aceste proprietăți nu recomandă cuarțul drept un *indicator* sigur *de paleosursă*.

Fiind un mineral sensibil la factorii de stress, cuarțul înregistrează „deformarea" prin dispersia axei optice în cristal, deci prin apariția extincției ondulatorii. Această trăsătură este comună cuarțului din roci metamorfice, dar poate apărea și în granitoide supuse la eforturi tectonice. Este evident doar că specific rocilor vulcanice este cuarțul cu extincție netă — o întunecare bruscă pe toată suprafața cristalului. Incluziunile solide și lichide pot căpăta valoare de diagnostic pentru originea sa atît prin modul de dispunere în granul — cele orientate sugerînd natura metamorfică —, cît și prin natura lor minerală. Astfel turmalina și zirconul indică plutonite, sillimanitul și staurolitul — metamorfite, iar „sticla" este specifică pentru vulcanite. Incluziunile fluide sînt specifice pegmatitelor, cuarțului filonian și, foarte rar, metamorfitelor.

În aceeași măsură ca și incluziunile, unele elemente rare și disperse — V, Ni, Co, Zr, Ta, Nb — pot indica, prin corelație cu alte trăsături, originea cuarțului.

Stabilitatea chimică a cuarțului face ca frecvența lui în sedimente să crească progresiv cu durata și intensitatea prelucrării granulelor și, adesea, simultan cu îndepărtarea din sistem a speciilor minerale instabile (piroxeni, amfiboli) și metastabile (feldspați, biotit etc.). O consecință aproape nelipsită este și ridicarea gradului de rotunjime a clastelor respective. Prin aceste două trăsături — frecvență mare și contur — granoclastele de cuarț devin un *indicator de maturitate* a sedimentului primar, de expunere a acestuia, timp mai îndelungat, la factorii de mediu (agitația apelor, rata de sedimentare scăzută etc.). Cum însă rocile primare plutonice, vulcanice și metamorfice nu au conținuturi de cuarț mai mari de 30—35% și cum este puțin probabil ca detritusul „necuarțos" rezultat din dezagregarea lor să fi fost eliminat complet prin prelucrare (sau alternare), sedimentele cu conținuturi mari de cuarț (>60—65%) trebuie considerate ca derivînd dintr-o singură sursă (ultimă sursă) în care aflorau roci sedimentare clastice. În felul acesta, proporția mare de granule rotunjite trebuie să fie mai degrabă rezultatul reciclării unor astfel de depozite, decît cel al prelucrării primare a cuarțului de apartenență magmatică sau metamorfică (fig. 4.1). În asemenea sedimente și roci mature se manifestă tendința de conservare a granulelor monocristaline și a celor cu extincție netă față de cuarțul policristalin (de fapt litoclaste) și cel cu extincție on-

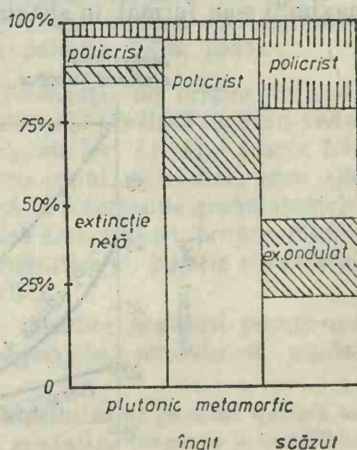


Fig. 4.1. Frecvența relativă, în nisipurile actuale a cuarțului microcristalin și policristalin derivat din surse magmatice și metamorfice [13].

dulatorie. În mod curent, prin reciclare, rapoartele „standard" $\frac{Q + chert}{Fdp + Lit}$ $Q_{monocr.}/Q_{policr.}$ cresc direct proporțional cu numărul ciclurilor de prelucrare. Gresia de Kliwa constituie un bun exemplu în acest sens.

Într-un astfel de context sedimentogenetic se conturează cu claritate ideea că „maturizarea" unui sediment intrabazinal se poate realiza numai în condițiile în care subsidența este scăzută și rata de sedimentare mai redusă. Astfel de parametri sînt realizați în bazine amplasate în regiuni stabile din punct de vedere tectonic.

Feldspații. Participarea feldspaților la alcătuirea rocilor epiclastice (10–15% în medie, mai rar peste 25%) este mult subordonată cuarțului, datorită frecvenței lor mai mici în rocile magmatice și metamorfice, dar mai ales proprietăților fizice (clivaj, duritate) și chimice (conținutul de elemente ușor hidrolizabile) care fac din acești tectosilicați faze cu stabilitate mecanică și chimică redusă. Cu toate acestea, grație condițiilor de formare foarte variate, și, deci, ocurențelor petrogenetice foarte diferite (apar în plutonite, vulcanite, metamorfite de grad înalt și scăzut, roci sedimentare) feldspații constituie excelenți *indicatori de proveniență* (fig. 4.2).

Astfel, dintre feldspații potasici, microclinul este specific gnaiselor, granitoidelor asociate șisturilor cristaline și migmatitelor, ortoza, granitelor magmatice și granulitelor, iar sanidinul este un termen întîlnit exclusiv în vulcanite.

Dintre plagioclazii sodici, albitul este specific plutonitelor și vulcanitelor acide, și metamorfitelor de grad scăzut (filite), andezinul – magmatitelor neutre (diorite, andezite), iar alături de oligoclazul bazic – metamorfitelor de grad înalt (amfibolite, paragnaise); termenii calcici se conservă foarte rar în rocile sedimentare.

În cazul feldspatului potasic, gradul de triclinicitate ridicat la microclin și scăzut sau zero la ortoclaz se corelează cu gradul de ordonare a rețelei: mare și, respectiv, mic, ilustrînd prin aceasta temperatura de cristalizare a termenilor respectivi. Astfel, feldspații cu triclinicitate mare („microclinul maxim") s-au format în sisteme petrogenetice care s-au răcit lent și sînt de

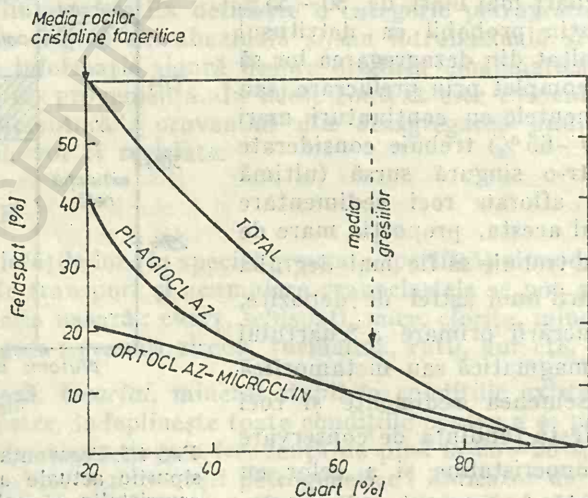


Fig. 4.2. Relații între frecvența și compoziția feldspaților din rocile epiclastice [13].

temperatură scăzută ; ortoclazul, pe de altă parte, este termenul specific sistemelor de temperatură ridicată.

Proprietățile optice atît la feldspații potasici, cît și la cei sodocalcici sînt și ele o expresie a temperaturilor de cristalizare. Unghiurile 2V și cel de extincție se modifică proporțional cu scăderea acestui parametru (la feldspații potasici, de exemplu, crește de la 63° pentru ortoză la 84° pentru microclinul maxim, iar unghiul de extincție de la 0° la 18°).

Prezența diverselor forme de concreșteri la feldspați cum sînt, maclele și pertitele de dezamestec, sugerează condiții genetice particulare ; de aceea, se pot constitui în buni indicatori de proveniență (pertitele sînt specifice pegmatitelor și granoitoidelor care s-au răcit lent etc.).

Faptul că feldspații — în ansamblul lor — reprezintă minerale mai puțin stabile din punct de vedere mecanic și ușor alterabile din punct de vedere chimic, face din prezența lor în roci un criteriu de apreciere a imaturității sedimentului care a stat la baza formării acelor roci. Mai mult decît atît, imaturitatea are în acest context o semnificație legată fie de paleoclimat, fie de regimul tectonic. Se apreciază că în condițiile unui climat arid și a unei rate de sedimentare mari (generată de înălțarea ariei sursă și eroziunea rapidă), acumularea și conservarea feldspaților este posibilă. Dar, în aceste condiții este evident că sedimentul inițial nu a putut fi îndelung prelucrat și a rămas imatur.

Un paradox sesizat de examenul microscopic al feldspaților din gresii și conglomerate îl constituie aspectul aproape întotdeauna proaspăt al microclinului prezent în aceste roci și lipsa feldspaților cu grad de rotunjime foarte mare. Este o observație care impune concluzia că aceste minerale, comparativ cu cuarțul, nu au fost reciclate, ele provenind în toate situațiile (!) direct dintr-o sursă magmatică sau metamorfică.

Pentru toate aceste motive, studiul feldspaților din gresii (arcoze) și conglomerate se dovedește indispensabil în reconstituirile de paleosurse și în încercările de apreciere a dinamicii bazinului și a ariei sale limitrofe în momentul acumulării sedimentului primar. În România, un astfel de studiu a fost efectuat pentru arcozele din Unitatea de Audia, pentru cele din zona „șisturilor verzi“ și pentru flișul de Hangu (Anastasiu, 1976, 1984).

Micele, cloritele și mineralele argiloase. Filosilicații de origine terigenă au o pondere mică (5—10% în medie, rar peste 25%) și prezintă un grad redus de certitudine în încercările de apreciere a originii lor. Clivajul foarte bun explică desfacerea lor în foițe (lamele) de dimensiuni micronice, care sînt antrenate departe de aria sursă și se concentrează în fracțiunile granulometrice siltice și pelitice ; asocierea cu fracțiunea arenitică este, uneori, proprie muscovitului și cloritului (cînd generează edificii petrografice cu poziție sistematică mai clară — cazul gresiilor de Tarcău și Șotrile).

Muscovitul și biotitul sînt de multe ori specifici aceleiași parageneze magmatice și metamorfice — granitoide, pegmatite, micașisturi, gnaise, corneene.

Există unele aprecieri după care culoarea biotitului ar preciza natura sa: cel verde este mai des întîlnit în filite și șisturi cristaline formate în condițiile faciesului șisturilor verzi, paraamfibolite, iar cel brun în plutonite și în roci din faciesul amfibolitelor.

Cloritele alogene, cu participare mai restrînsă decît micele, provin din dezagregarea epimetamorfitelor (diverse tipuri de filite), retromorfitelor și, mult mai rar, din plutonite și vulcanite cloritizate (cînd ar trebui să fie înso-

ţit de relicte de biotit). Ocurenţa lor în arenite, alături de o posibilă fracţiune autigenă (cum este cazul rocilor din Dobrogea Centrală), impune multă atenţie în acordarea diagnosticului „clorit alogen".

Atît micele cît şi cloritele, cînd rămîn la dimensiuni de zeci sau sute de microni, se concentrează paralel cu suprafaţa de depunere şi imprimă rocilor respective o stratificaţie evidentă.

Fracţiunea argiloasă, aproape întotdeauna de dimensiuni pelitice, provine fie din roci preexistente alterate sau în curs de alterare (granite, riolite, bazalte etc.), fie din vechi argile, caz în care constituie, evident, un produs reciclat. Precizarea originii lor este greu de făcut. Faţă de toţi ceilalţi constituenţi alogeni, fracţiunea argiloasă domină compoziţia matricei din gresii sau conglomerate.

Fracţia grea. Mineralele care au greutatea specifică mai mare decît cea a bromoformului (2,9) constituie fracţiunea grea a epiclastitelor şi reprezintă doar 1—3% din masa acestora. Prin frecvenţa redusă, ele rămîn întotdeauna în categoria mineralelor accesorii, reprezentînd, de fapt, la originea lor, „fracţiunea accesorie" din rocile preexistente magmatice, metamorfice şi sedimentare din a căror dezagregare au provenit. Concentrate pe cale naturală — în aluviuni fluviatile sau deltaice sau în sedimente de plajă — ele capătă adesea şi o importanţă economică.

Foarte specifice prin particularităţile lor chimice, morfologice şi optice, întotdeauna reflectînd condiţii aproape standard de cristalizare, mineralele grele din rocile sedimentare reprezintă excelenţi indicatori de arie sursă ; pe de altă parte, graţie stabilităţii lor chimice şi mecanice foarte diferite, aceste minerale pot fi utilizate, ca şi cuarţul, drept indicatori de maturitate.

Cel mai frecvent conservate sînt mineralele din grupa oxizilor (ilmenit, magnetit, spinel, cromit, rutil, anataz) şi silicaţilor (disten, granaţi etc.) Forma granulelor, aspectul suprafeţei, culoarea, modul de concentrare sînt proprietăţi care pot preciza originea lor (tabelul 4.1). Astfel, habitusul la

Tabelul 4.1

Aria de provenienţă a principalelor minerale grele din epiclastite

Plutonite şi vulcanite acide	Plutonite şi vulcanite bazice	Pegmatite
Anatas	Augit	Beril
Andaluzit	Cromit	Casiterit
Apatit	Hematit	Grisoberil
Beril	Hipersten	Columbit
Brookit	Ilmenit	Monazit
Casiterit	Magnetit	Turmalină
Corindon	Pirop	Xenotim
Melanit	Sfen	
Monazit	Zircon	
Rutil	Zoizit	
Spesartin		
Sfen		
Spodumen		
Topaz		
Turmalină		
Xenotim		
Zircon		

Epimetamorfite	Mezometamorfite	Roci de contact
Almandin	Epidot	Andradit
Anatas	Granat	Epidot
Adraditt	Grosular	Grosular
Beril	Hematit	Hematit
Brookit	Magnetit	Magnetit
Cloritoid	Melanit	Vezuvian
Clinozoizit	Perovskit	Wollastonit
Disten	Picotit	
Cordierit	Pirop	
Corindon	Rutil	
	Sillimanit	
	Sfen	
	Spinel	
	Spodumen	
	Staurolit	
	Topaz	
	Turmalină	
	Tremolit	
	Vezuvian	
	Wollastonit	
	Zoizit	

zircon (izometric/prismatic) şi apatit (acicular/izometric), culoarea la granaţi (verde/roz), rutil (roşu/galben) şi turmalină (brun/albastru) derivă din condiţiile de formare — magmatice sau metamorfice. Toate aceste trăsături specifice conferă mineralelor grele şi calitatea de „minerale de corelaţie". Stabilirea de zone mineralogice în depozite epiclastice lipsite de faună a uşurat mult orizontarea lor stratigrafică. Exemplele sînt numeroase, atît în zona flişului din Carpaţii Orientali, cît şi în Bazinul Transilvaniei.

Asocierea unor minerale cu stabilitate chimică şi mecanică diferită face ca raportul lor procentual întîlnit în epiclastite să devină şi un indicator de maturitate. Tipică pentru această semnificaţie este asociaţia „zircon-turmalină-rutil", în care cantitatea de zircon creşte proporţional cu gradul de prelucrare a sedimentului iniţial.

Istoria transportului şi acumulării lor se poate, adesea, desluşi prin investigarea conturului mineralelor: granulele foarte rulate reprezintă, de regulă, produse reciclate din vechi depozite epiclastice. Prezenţa zirconului, de exemplu, cu conture atît euhedrale-angulare cît şi foarte rotunjite, constituie o dovadă a dublei sale provenienţe — din roci endogene şi, respectiv, sedimentare.

LITOCLASTE (fragmente litice)

În această categorie intră fragmentele compuse din mai mult de două cristale ale aceleiaşi specii minerale sau ale unor specii diferite. Probabilitatea existenţei unor astfel de constituenţi creşte o dată cu creşterea dimensiunii fragmentelor şi, pentru acest motiv, ponderea lor în arenite ajunge pînă la 25—30% şi domină net compoziţia ruditelor.

În aceste depozite, fragmentele litice aparţin tuturor categoriilor de roci cunoscute — magmatice, metamorfice şi sedimentare — şi cu cît sînt mai numeroase, cu atît pot oferi informaţii mai complete asupra alcătuirii petrografice a ariilor sursă. Mai mult decît mineralele grele, ele pot servi ca indicator

de proveniență la orizontări stratigrafice sau, adesea, prin corelare cu observații granulometrice și morfometrice, la stabilirea condițiilor hidrodinamice în care s-a produs transportul — cazul litoclastelor din flișul carpatic (conglomeratele de Largu, stratele de Hangu) sau al celor precambriene din arenitele bazinului assyntic din Dobrogea Centrală.

Dimensiunile fragmentelor variază liniar cu distanța pe care se efectuează transportul și sînt influențate de structura și compoziția rocilor : — fragmentele rocilor larg cristalizate se dezagregă mai ușor și păstrează foarte rar dimensiunea cu care au intrat în mediul de transport ; fragmentele de roci fin cristalizate se dezagregă mai greu și manifestă o tendință de păstrare a dimensiunii inițiale (atunci cînd nu suferă o deplasare prea îndelungată sau nu sînt reluate în cicluri succesive).

Forma fragmentelor, din cauza modificărilor frecvente în timpul transportului, nu este totdeauna semnificativă.

Litoclastele magmatice provin mai ales din vulcanite care, deși sînt formate la suprafața scoarței, sînt subordonate rocilor plutonice din punct de vedere al frecvenței, se conservă mai ușor datorită structurii afanitice și stabilității lor mecanice ridicate.

Litoclastele metamorfice, adesea foarte frecvente, provin din roci cuarțo-feldspatice (gnaise), micașisturi și filite. Galeții respectivi, moștenind structura acestora, prezintă forme cu grade de alungire și aplatizare pronunțate.

Litoclastele sedimentare sînt prezente în special prin termeni stabili în procesul de transport și sedimentare : silicolite, argile și argilite, gresii cuarțoase, ferilite și, mai rar, calcare (micrite) și dolomite.

b. Fracțiunea autigenă

În sedimentele și rocile epiclastice, mineralele autigene (de neoformație), totdeauna mult subordonate celor alogene, sînt reprezentate prin specii din grupa silicei (cuarț, calcedonie, opal), prin carbonați (calcit, dolomit, siderit), prin sulfați (gips, anhidrit, baritină), fosfați (colofan), oxizi și hidroxizi de fier (hematit, goethit), silicați (glauconit, clorit), pirită etc. Ele reprezintă produse de precipitare din soluții interstițiale sau din ape de circulație și se întîlnesc sub formă de ciment, de cristale euhedrale diseminate sau formînd pseudomorfoze după cristale mai vechi.

c. Alți constituenți

Alături de constituenții principali, ca o expresie a originii foarte diferite a produselor din epiclastite și a proceselor care interferează cu mecanismele de acumulare a clastelor, se mai pot găsi vulcanoclaste și/sau bioclaste.

Prezența vulcanoclastelor — reprezentate prin vitroclaste, cristaloclaste sau litoclaste — se datorește exploziilor vulcanice concomitente sedimentării terigene. Ele contaminează materialul detritic și determină, atunci cînd participarea lor este mare, tranziția spre vulcanoclastite (piroclastite).

Bioclastele sînt prezențe curente în gresii și conglomerate. Ele aparțin fie unor organisme care au trăit în ambianța sedimentării siliciclastice — moluște, echinoderme, foraminifere —, fie unor depozite mai vechi, carbonatice sau silicioase din care au fost remaniate.

d. Compoziţia chimică

Sedimentele şi rocile epiclastice moştenesc în parte chimismul unor formaţiuni preexistente ; în realitate, însă, ele pot căpăta o compoziţie chimică particulară, care să constituie un criteriu de clasificare, de corelare sau de stabilire a condiţiilor genetice. Desigur că prin analiza chimică a unor depozite clastice consolidate nu se va putea preciza, fără o corelare cu o analiză microscopică, sursa conţinutului de oxizi (dacă este determinat de granoclaste şi litoclaste sau de cimentul lor autigen).

Tabelul 4.2

Compoziţia chimică a principalelor roci detritice

Oxizi %	Tilite (Pettijohn)	Nisipuri cuarţoase (Ruhin)	Gresii cuarţoase (Blatt 26 an.)	Gresii litice (Blatt 20 an.)	Arcoze (Blatt 32 an.)	Graywacke (Blatt 61 an.)	Aleurolite (Papiu)
SiO_2	64,59	94,5 −99,3	95,4	66,1	77,1	66,7	52,13−64,31
Al_2O_3	15,66	0,33−3,10	1,1	8,1	8,7	13,5	8,72−5,76
Fe_2O_3	2,89	0,08−0,80	0,4	3,8	1,5	1,6	4,36−5,58
FeO	3,55	—	0,2	1,4	0,7	3,5	—
MgO	3,83	0,03−0,12	0,1	2,4	0,5	2,1	2,25−3,41
CaO	0,46	0,06−0,73	1,6	6,2	2,7	2,5	14,66−7,76
Na_2O	1,60	0,20−0,55	0,1	0,9	1,5	2,9	2,03−4,02
K_2O	5,86	0,10−0,85	0,2	1,3	2,8	2,0	1,80−2,64
CO_2	0,31	—	1,1	5,0	3,0	1,2	10,85−5.12

an — analize

Cu ajutorul datelor prezentate în tabelul 4.2 se pot contura cîteva trăsături chimice ale principalelor tipuri de depozite. Astfel, rocile cu un raport SiO_2/Al_2O_3 ridicat corespund varietăţilor bogate în cuarţ, sărace în minerale argiloase şi silicaţi de aluminiu detritici şi sînt considerate „mature" (de exemplu, nisipuri cuarţoase, conglomerate şi gresii cuarţoase) ; cele cu un raport SiO_2/Al_2O_3 scăzut sînt considerate „imature" (de exemplu, conglomerate polimictice, graywacke, gresii litice etc.). De asemenea, în depozitele cu $K_2O > Na_2O$ constituenţii alogeni par a proveni din roci de origine crustală (granite, gnaise) şi s-au acumulat preferenţial în fose tectonice din zone de craton. Oxizii de Ca şi Mg sînt legaţi de obicei de prezenţa unor minerale autigene (calcit, dolomit, sulfaţi), care joacă rol de ciment al clastelor. Din momentul în care studiile izotopice au devenit „operaţii" curente în petrologia sedimentară, examenul raportului $^{18}O/^{16}O$ s-a dovedit a fi util pentru precizarea caracterului alogen/autigen al cuarţului, feldspaţilor, calcitului şi este recomandat în continuare în studiul fracţiunii argiloase şi al produselor diagenetice.

4.1.2. Textura şi structura rocilor epiclastice

Parametrii texturali — dimensiunea, forma şi caracterul suprafeţei clastelor — sînt rezultatul interacţiunii dintre granulele detritice şi mediul în care acestea se deplasează şi/sau se acumulează. Evoluţia proceselor de sedimentare siliciclastică generează corpuri de sedimente cu geometrie variabilă şi cu structuri (relaţii spaţiale interclaste) foarte complexe. Dacă informaţiile despre

natura mineralogică şi petrografică a clastelor ne conduc cu certitudine la reconstituirea ariei sursă, atunci şi cunoaşterea texturii şi structurii epiclastitelor, în general, reprezintă mijlocul cel mai sigur de a reconstitui istoria dinamică a sedimentelor care s-au aflat la originea lor şi, implicit, paleomediile de sedimentare.

a. Textura epiclastitelor

Caractere granulometrice. În cazul rocilor epiclastice, cunoaşterea dimensiunii granulelor şi repartiţia lor într-un anume edificiu petrografic se realizează prin analiza granulometrică care mai are ca rezultat evidenţierea de clase (fracţii) granulometrice şi obţinerea informaţiei pentru calcularea parametrilor granulometrici. Metoda, în sine, este laborioasă şi conduce în cele din urmă la o prelucrare statistică a valorilor obţinute. Anii din urmă au strîns cantităţi impresionante de analize granulometrice, care au permis prelucrări din ce în ce mai rafinate şi mai rapide — pe calculator, de exemplu — fără însă ca în domeniul interpretării lor saltul să fie spectaculos şi să plaseze informaţia în categoria „diagnostic sigur". Cu toate acestea analiza granulometrică nu trebuie evitată, ea rămînînd — în toate studiile pe epiclastite — un „cap de pod" al concluziilor sedimentogenetice.

Categoriile granulometrice fundamentale cu care se operează în domeniul sedimentar şi al rocilor epiclastice sînt: *psefit*, *psamit*, *aleurit*, *pelit* (cu etimologie greacă) sau echivalentele lor *rudit*, *arenit*, *silt*, *lutit* (cu etimologie latină) (v. tab. 4.5). Dimensiunile (diametrul) se exprimă în mm, în microni şi în unităţi phi. Acestea din urmă reprezintă logaritmul negativ în baza 2 al diametrului în milimetri, adică $\varnothing = -\log_2 d$ [mm] şi permite obţinerea de valori întregi pentru limitele claselor granulometrice, cu numere negative spre granulele grosiere şi numere pozitive spre particulele fine (valoarea zero phi corespunde diametrului de 1 mm). Dimensiunile granulelor se reprezintă pe diverse grafice — histograme, poligoane sau curbe de frecvenţă, curbe cumulative — prin valori ce reprezintă frecvenţa lor (pe ordonată) şi intervalele claselor granulometrice (în mm sau unităţi „phi") (pe abscisă). Pentru calcularea parametrilor granulometrici care precizează distribuţia dimensiunilor într-o probă se utilizează curbele cumulative care exprimă frecvenţa granulometrică cumulată (fig. 4.3). Valorile obţinute prin intermediul unor astfel de curbe se numesc *percentile* şi reprezintă diametrul granulelor ce corespund unei anumite frecvenţe cumulate. Pentru calcularea principalelor parametri granulometrici, Trask, Innman, Folk au propus utilizarea percentilelor P_1, P_5, P_{16}, P_{25}, P_{50}, P_{75}, P_{81}, P_{95}. Plecînd de la aceste valori, se calculează parametrul *C* şi parametrii tendinţei centrale — modul, mediană, medie — şi parametrii uniformităţii distribuţiei — deviaţia standard.

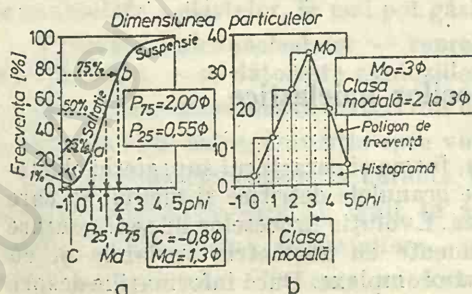


Fig. 4.3. Curba cumulativă, parametrii distribuţiei dimensiunilor (*C* şi *Md*) şi semnificaţia dinamică a segmentelor de dreaptă ce o alcătuiesc [30 şi 35].

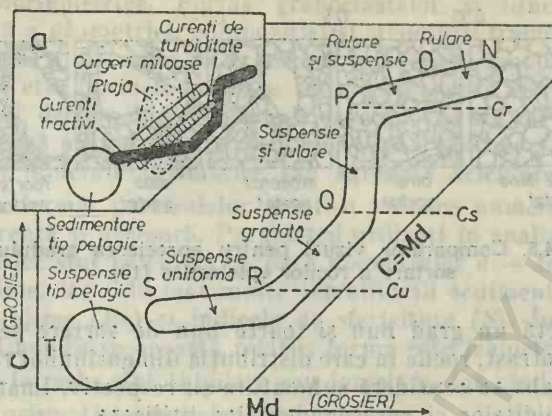


Fig. 4.4. Diagrama *C/Md* (Passega), de corelare a valorilor diametrului mediu cu valorile indicelui de clasticitate (*C*) [35].

Parametrul *C* reprezintă diametrul corespunzător percentilului de 1% (P_1) şi exprimă dimensiunea particulelor din fracţiunea grosieră (indicată de extremitatea stîngă a curbei cumulative). El este, astfel, o măsură a competenţei organismului de transport şi mai este cunoscut şi sub denumirea „indice de clasticitate".

Atît mediana, cît şi media indică energia cinetică medie a agentului de transport şi sedimentare; valoarea medianei este influenţată considerabil şi de constituţia granulometrică a materialului furnizat de aria sursă prin absenţa iniţială a unor fracţiuni granulometrice.

Utilizarea simultană a parametrilor *C* şi *Md* l-a condus pe Passega (1957) la întocmirea unei diagrame cu semnificaţie ambientală (fig. 4.4), prin care s-ar putea aprecia condiţiile de transport şi sedimentare ale curenţilor tractivi (rîuri, valuri, curenţi marini). În cadrul diagramei, punctele de inflexiune ale curbelor indică diametrul maxim ce poate fi transportat în suspensii uniforme (Cu), cel mai mare diametru al clastelor deplasate în suspensii gradate (Cs) şi diametrul optim pentru mişcarea prin rulare pe fund (Cr).

Deviaţia standard σ_G (Innman 1952) indică uniformitatea distribuţiei prin media dimensiunilor (în unităţi phi) corespunzătoare frecvenţelor în punctele de inflexiune ale curbei normale:

$$\sigma_G = \frac{\Phi 86 - \Phi 16}{2}$$

şi permite o apreciere a omogenităţii sau a gradului de sortare a unui depozit (fig. 4.5). Astfel, sortarea apare ca un parametru util în aprecierea modului de transport al materialului şi în deosebirea diferitelor medii de sedimentare; gradul de sortare oglindeşte capacitatea agentului de transport de a separa şi depune granulele în funcţie de dimensiunea, forma şi greutatea lor specifică. Creşterea gradului de amestec al materialului, deci o slabă sortare, se poate datora fie unui transport prin saltaţie şi tracţiune, fie descreşterii competenţei mediului care efectuează transportul. Sortarea creşte de la depozitele glaciare spre cele fluviale, marine şi eoliene, iar rocile în care distribuţia dimensiunilor

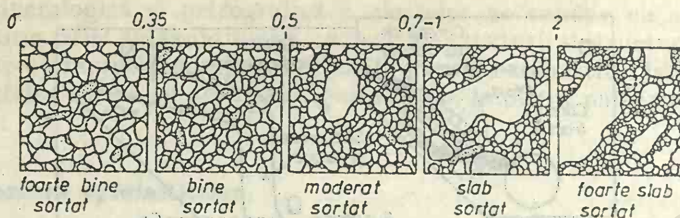


Fig. 4.5. Comparator vizual pentru aprecierea gradului de sortare a rocilor epiclastice [13].

granulelor reflectă un grad bun și foarte bun de sortare se consideră roci mature ; prin contrast, rocile în care distribuția dimensiunilor reflectă o sortare moderată sau slabă se consideră submature și, respectiv, imature ; este cazul frecvent al turbiditelor și corespondentelor litificate.

Prin informațiile pe care le oferă, datele analizelor granulometrice servesc mai curînd la diferențierea proceselor de transport și acumulare care acționează în „ambianțele" respective și mai rar la precizarea acestora (fig. 4.6).

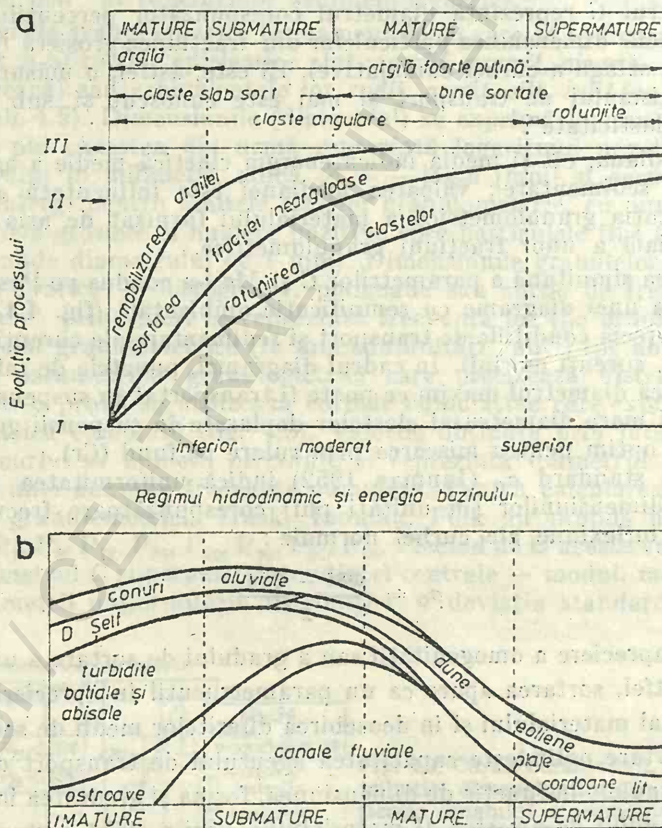


Fig. 4.6. Maturitatea texturală a epiclastitelor ca o funcție a prelucrării mecanice a granulelor în timpul transportului și imediat după depunerea (a) ; corelarea sa cu diverse sisteme depoziționale (b) [13].

Caractere morfometrice. Forma granoclastelor și litoclastelor este o funcție complexă a geometriei, compoziției și structurii fragmentului primar, a dimensiunii sale, a distanței de transport și energiei mediului care a efectuat transportul etc. Formele primare cu care se poate compara geometria particulelor vor fi, deci : echidimensionale dacă provin din roci echigranulare ; bidimensionale dacă provin din roci stratificate sau șistoase ; unidimensionale dacă derivă din minerale prismatice sau agregate aciculare.

Exprimarea formei particulelor printr-o valoare numerică este, astăzi, o operațiune curentă și necesară. Parametrii utilizați în analiza morfometrică a rocilor epiclastice sînt calculați pe baza diametrelor a — lungime, b — lățime, c — grosime, iar cele mai multe semnificații sedimentologice le oferă indicele de rotunjime (*Ro*) și indicele de sfericitate (*S*). În cazul în care $a = b = c$ sau tinde către această relație, forma este izometrică sau sferică ; cînd $a = b \neq c$ formele sînt tabulare sau lamelare, iar cînd $a > b$ și c este vorba de forme prismatice sau aciculare.

Rotunjimea unui granul definește frecvența muchiilor și colțurilor, precum și raportul dintre suprafețele plane, concave și convexe care învăluie volumul său. Ea se exprimă în clase de angularitate prin termenii *angular, subangular, subrotunjit, rotunjit* și *foarte rotunjit*, iar în termeni matematici prin indicele de rotunjime (fig. 4.7).

Evoluția rotunjimii și sfericității formelor primare spre formele derivate din alcătuirea sedimentelor și rocilor analizate depinde de agentul de transport (apă, aer sau gheață), modul de deplasare (tracțiune sau saltație), regimul curgerii (laminar sau turbulent), distanța de transport și timpul de prelucrare. Astfel, valoarea lui *Ro* crește permanent cu creșterea gradului de prelucrare și cu durata (timpul) de transport, iar *S* evoluează spre 1 la formele primare izometrice. De asemenea, *Ro* este mai accentuat și se modifică mai repede la fracțiunile grosiere decît la cele fine. Gradul de rotunjime al particulelor se modifică mai intens în urma deplasării prin rostogolire și saltație și mai puțin prin tîrîre.

Categorii morfometrice	Angulozitatea Aφ	Indicele de rotunjime Ro (Goguel, Kuenen)	Aspectul granulelor în secțiune transversală → Sensul creșterii sfericității (Sf)
Angular	3,00–2,00	0,125–0,250	
Subangular	1,90–1,60	0,268–0,330	
Subrotunjit	1,50–1,10	0,353–0,466	
Rotunjit	1,00–0,60	0,500–0,660	
Foarte rotunjit	0,50–0,00	0,707–1,000	

Fig. 4.7. Comparator vizual pentru aprecierea claselor de angularitate și a indicelui de rotunjime (*Ro*) [13].

Caractere exoscopice. În raport cu caracterele pe care le prezintă granulele detritice imediat după dezagregare, aspectul suprafeței lor (sau trăsăturile exoscopice) se modifică continuu ca o consecință a factorilor de mediu în care evoluează, deci procesele care le prelucrează ; cauzele pot fi mecanice — frecare, șlefuire, măcinare, forfecare, impact — sau chimice — dizolvare, precipitare, supracreștere — și apar în timpul interacțiunii care se stabilește între granul și mediul său de transport, depunere, diageneză. Intensitatea și durata prelucrării granulelor în aceste medii (marin, deltaic, fluviatil, deșertic, glaciar) imprimă acestora trăsături exoscopice specifice, care servesc, alături de observații granulometrice și morfometrice, la stabilirea criteriilor texturale de reconstituire a paleomediilor de sedimentare.

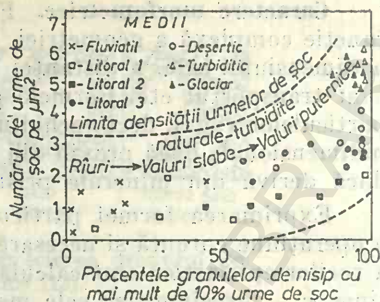


Fig. 4.8. Densitatea urmelor de coliziune pe suprafața clastelor prelucrate în diverse sisteme depoziționale [5].

Principalele elemente cu caracter exoscopic (morfoscopic) sînt reprezentate prin creste, excavații, șanțuri, cratere, anvelope și se regăsesc asociate în variate „figuri" superficiale (fig. 4.8).

Urme mecanice. Figurile de frecare sau abraziune apar sub forma unor striuri superficiale, rectangulare sau curbe și, de regulă, paralele între ele ; sînt caracteristice transportului în masă și transportului glaciar. Figurile de măcinare au contur circular sau semilunar și prezintă un centru de rulare ; sînt specifice mediului glaciar. Figurile de impact sau percuție capătă aspectul unor cratere cu secțiune conică (în „V"), ascuțite și separate de suprafețe mate în cazul granulelor „eoliene", și a unor cratere circulare, cu secțiune curbă (în U„„) în cazul granulelor „fluviale".

Urme chimice. Figurile de dizolvare selectivă au aspect regulat, triunghiular și reflectă intersecția planelor de clivaj cu suprafața granulului. Precipitări secundare specifice modifică aspectul suprafeței prin depunere de solzi cristalini, globule, agregate radiare, flori.

Urmele biotice sînt rare și se datoresc microorganismelor epilite — diatomee și bacterii — care trăiesc fixate pe suprafața unui granul ; se întîlnesc în sedimente de plajă sau fluvial-deltaice.

*

* *

Compoziția granulometrică a detritusului din aria sursă se modifică treptat, prin transportul său spre bazinele de sedimentare. Fracțiunile lutitică și siltică sînt ușor îndepărtate, iar cea arenitică și cea ruditică își micșorează dimensiunile primare în sensul deplasării lor sau în locul în care, depuse fiind, pot fi mișcate de valuri și curenți. Curgerea turbulentă, regimul hidrodinamic superior și energia de bazin mare sînt responsabile de creșterea indicelui de rotunjime la toate granulele aflate în sistemul dinamic respectiv ; desigur, la clastele cu durități mai mici (de carbonați, feldspați) mai repede decît la cele cu durități mai mari (cuarț). Aceiași factori contribuie sever la modificarea suprafeței granulelor. Astfel, pe măsură ce gradul de prelucrare a unui material antrenat din aria sursă spre bazinul de acumulare crește, sortarea sa

granulometrică devine mai bună. Micşorarea dimensiunilor, creşterea indicelui de rotunjime şi a frecvenţei urmelor de ciocnire sau creşterea gradului de sortare conferă unui sediment o maturitate texturală avansată. Ţinînd cont de condiţiile (şi mediile) în care se realizează şi corelînd maturitatea texturală cu maturitatea mineralogică a epiclastitelor, nisipurile şi gresiile cuarţoase se consideră roci foarte mature, cele litice şi feldspatice moderat mature, iar conglomeratele, gresiile bogate în fracţiune argiloasă şi aproape întotdeauna curgerile în masă sînt depozite imature.

b. **Structura epiclastitelor**

Relaţiile spaţiale bi- şi tridimensionale care se stabilesc între clastele ce constituie un volum de sedimente detritice şi aspectul, adesea particular, al suprafeţei corpului respectiv de sedimente (strat, lentilă, cordon etc.) sînt generate de cauze mecanice, chimice şi biotice şi constituie structuri sedimentare ale acestora. În domeniul sedimentelor şi rocilor epiclastice, varietatea lor este foarte mare, iar identificarea acestora şi stabilirea poziţiei reale în strat constituie o premisă importantă pentru reconstituirea proceselor care le-au generat şi, astfel, a sistemelor depoziţionale în care au luat naştere.

Studiul structurilor mecanice efectuat pe nisipuri şi gresii sau pietrişuri şi conglomerate se confundă adesea cu o analiză a paleocurenţilor, cu o investigaţie a regimului de transport şi sedimentare a materialului clastic şi cu o reconstituire a energiei de bazin ; de asemenea, foarte multe din aceste structuri pot elucida „dileme tectonice" dînd un diagnostic precis al poziţiei normale sau răsturnate a stratelor care le conţin.

Ambianţa de sedimentare a epiclastitelor, în general, poate fi lesne refăcută şi prin intermediul structurilor biotice care ne oferă informaţii directe privind energia de bazin şi adîncimea acestuia, rata de acumulare a sedimentelor etc.

Aceste direcţii de cercetare au devenit, în ultima vreme, o condiţie a succesului în rezolvarea a numeroase probleme legate de ocurenţele de cărbuni sau minerale grele localizate în depozite epiclastice.

În domeniul rocilor epiclastice, structurile chimice sînt mai puţin spectaculoase şi ilustrează, aproape în exclusivitate, procese postdepoziţionale (diagenetice). Prin natura lor şi modul de ocurenţă ele controlează mai mult evoluţia „spaţiului interstiţial" şi, de aceea, cunoaşterea lor detaliată se impune ori de cîte ori avem în vedere circulaţia fluidelor în astfel de roci : deci măsura în care ele pot deveni sau nu colectoare de hidrocarburi.

Pentru toate aceste scopuri, studiul sistematic al structurilor rocilor epiclastice va trebui să aibă în vedere atît organizarea internă a clastelor (structurile interne), cît şi „morfologia" suprafeţei de strat la baza acestora sau în „top"-ul lor. Pentru că structurile în sine şi cauzele lor au fost analizate într-un capitol anterior, aici vom sublinia doar cîteva semnificaţii sedimentogenetice ale acestora. Gruparea lor pe criterii genetice, spaţiale şi geopetale o prezentăm în tabelul 4.3.

Structuri depoziţionale vectoriale. Organizarea clastelor în timpul acumulării lor determină structuri interne şi superficiale cu caracter vectorial utilizate frecvent în stabilirea direcţiilor de paleocurenţi. Ele pot avea atît

Tabelul 4.3. **Clasificarea structurilor sedimentare din rocile epiclastice**

Transport individual | **Transport în masă**

- 1. MECANICE
  - *construcţionale*
    - interne
      - — imbricaţia galeţilor
      - laminaţii oblice
      - laminaţii paralele
      - granoclasări
      - — a) curgeri fluidizate
      - — b) avalanşe de nisip
      - — c) curgeri mîloase
    - la suprafaţa stratului
      - „forme de fund":
        - — ondulaţii
        - — valuri de nisip
        - — antidune
  - *erozionale*
    - la suprafaţa stratului
      - caneluri de eroziune
      - — riduri de dragaj
  - *deformaţionale*
    - interne
      - — laminaţii convolute
    - la suprafaţa stratului
      - — tasări diferenţiale
- 2. CHIMICE
  - *dizolvare sub presiune* — la limita dintre strate
    - stilolite
    - con în con
  - *difuzie* — interne
    - — concreţiuni
  - *cimentare* — interne
    - — structuri fenestrale
  - *difuzie şi deshidratare* — la suprafaţa stratului
    - — duricruste
    - — poligoane de contracţie
- 3. BIOTICE
  - *bioturbaţii* interne
    - struct. deformative
    - struct. figurative
      - Skolitos
      - Cruziana
      - Zoophycos
  - *bioglife* — la suprafaţa stratului
    - — repichnia
    - — pascichnia
    - — cubichnia

un caracter planar — cum este cazul imbricației galeților și laminației oblice — cît și un caracter liniar, în cazul formelor de fund (ondulații de valuri și curenți) sau al mecanoglifelor de eroziune (caneluri, riduri de dragaj, urme discontinui etc.).

Galeții oblați din masa ruditelor se dispun cu planul „ab" în sens contrar direcției de curgere a curentului și fac un unghi mai mic cu substratul în zonele litorale și, mai mare, în albiile fluviale ; astfel de structuri au fost evidențiate în Formațiunea de Carapelit, Unitatea Măcin (Oaie, 1986).

Laminația oblică și în special poziția laminei frontale față de substrat sînt elemente frecvent utilizate în stabilirea direcției de curgere a curenților, mai ales în cazul în care observarea ei se poate face în două plane perpendiculare unul pe celălalt. Recunoscute cu destulă ușurință în nisipuri și gresii, la scări mai mici în depozitele fluviale și deltaice și mult mai mari în cele eoliene, laminația și stratificația oblică sînt frecvent utilizate în reconstituirea direcțiilor de transport a materialului clastic (ex. în Bazinul Comănești), în flișul assyntic din Masivul central dobrogean, în flișul cretacic din Carpații Orientali (Jipa 1983, 1971, Panin et al. 1968).

Dintre „formele de fund" construite de un curent tractiv și conservate la partea superioară a nivelelor de gresii, ondulațiile de valuri și curenți au crestele dispuse perpendicular pe direcția de înaintare a apei și/sau aerului și paralel între ele atunci cînd viteza de curgere nu este prea mare ; flancul scurt înclină întotdeauna spre „aval".

Mecanoglifele de eroziune cu caracter liniar — caneluri, riduri etc. — se recunosc frecvent în seriile de fliș în care se conservă sub formă de mulaje în baza stratelor de gresie ; orientarea lor concordă întotdeauna cu direcția de deplasare a curentului sau clastelor transportate de acesta (fig. 4.9). De aceea, înregistrarea statistică a acestor orientări poate sta oricînd la baza întocmirii unor „rozete de curent" necesare pentru precizarea direcțiilor predominante și/sau întocmirea unor hărți de paleocurenți (cum a fost cazul hărții elaborate de D. Jipa pentru structurile din „șisturile verzi" ale Dobrogei Centrale) prin care se sugerează și poziția relativă a ariilor sursă de material terigen.

Structuri depoziționale ambientale. Dintre structurile interne cu semnificație ambientală, laminația oblică indică transportul clastelor prin tracțiune pe fund, iar poziția laminei frontale față de substrat — dreaptă (angulară) sau tangențială — se corelează cu creșterea vitezei curentului (fig. 4.10).

Granoclasarea normală rezultă ca urmare a pierderii treptate a sarcinii în suspensie a unui mediu și prin aceasta sugerează scăderea competenței sale. La o scară mare, stratificația gradată normală poate fi expresia unor procese de acreție laterală în timpul unei transgresiuni, iar cea inversă expresia progradării stimulată de regresiune. Împreună cu laminația paralelă, aceste structuri sînt și expresia unei energii de bazin scăzute (fig. 4.11).

Curgerile fluidizate, avalanșele de nisip și curgerile mîloase, caracterizate întotdeauna prin lipsa organizării interne a clastelor, exprimă cu pregnanță

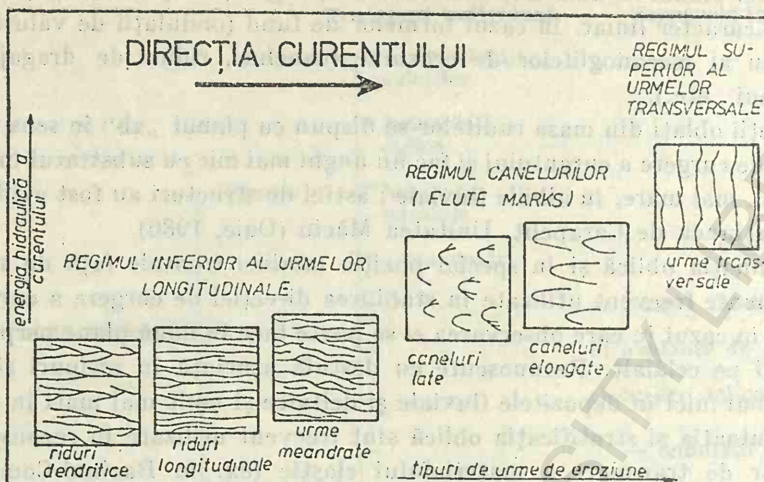


Fig. 4.9. Morfologia canelurilor de eroziune și orientarea lor față de direcția și regimul curentului care le-a generat.

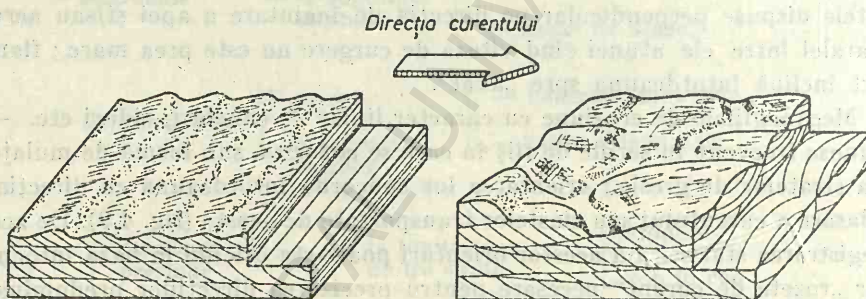


Fig. 4.10. Relația dintre corpurile cu laminație oblică tabulară *(a)*, corpurile cu laminație concoidă *(b)* și poziția crestelor ondulațiilor de curent [5].

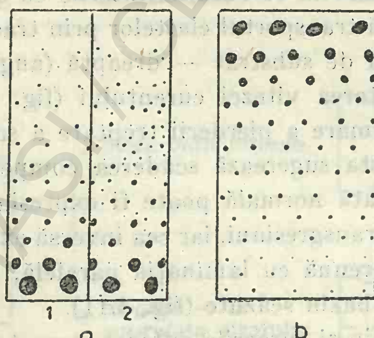


Fig. 4.11. Granoclasare normală *(a)* completă *(1)* și fracționată *(2)* și granoclasare inversă *(b)*.

condițiile transportului în masă și/sau ale curenților de turbiditate și se întîlnesc în multe secvențe din seriile de fliș și molasă.

Structurile suprafețelor de strat — atît ondulațiile de curent, cît și mecanoglifele de eroziune — pot îmbrăca alături de caracterul lor vectorial și unul ambiental. Indicele de ondulare (indicele „ripple" dat de raportul L/H) este un criteriu de mediu : valorile mici caracterizează ondulațiile de oscilații (valuri), iar cele mari pe cele de curent și eoliene ; pierderea continuității crestelor — trecerea de la cele „liniare", sinuoase, la cele lunate și linguoide — se realizează pe măsura creșterii vitezei curentului și scăderea adîncimii apei. În aceleași condiții ambientale, ridurile de dragaj devin din „longitudinale" „transversale" (v. fig. 4.10).

Structuri postdepoziționale. După acumulare, sedimentele clastice își pot modifica organizarea internă grație acelorași cauze mecanice, biotice și/sau chimice. Se formează, astfel, noi structuri, cum ar fi :

— stratificația convolută, în cazul alunecării pe pantă a unor depozite bogate în silturi și lutite ;

— structurile canaliforme de bioturbație în depozite lutitice și siltice care marchează prin frecvența lor un hiatus în sedimentare, iar prin poziția în strat (verticale sau înclinate) devin un indicator batimetric, sugerînd trecerea de la ape puțin adînci la ape adînci ;

— structurile de cimentare selectivă și difuzie, cu formare de trovanți și concrețiuni, sînt caracteristice nisipurilor și reflectă gradul de deschidere și comunicare a spațiului interstițial. Forme spectaculoase pot fi observate în Miocenul din zona Costești, Vîlcea.

Suprafața stratelor se modifică postdepozițional prin tasare diferențială (cu apariția structurilor de suprasarcină = *load cast*), prin activitate biotică (cu apariția bioglifelor, în special urme tip *repichnia, pascichnia, cubichnia*, caracteristice gresiilor din zonele de fliș și molasă) sau prin dizolvare sub presiune (cu formare de stilolite, structuri con-în-con și contacte suturale). Toate aceste trăsături imprimă depozitelor în care apar trăsături specifice folosite adesea în corelări litostratigrafice.

Structuri geopetale. Dispoziția constantă a elementelor planare sau liniare din constituția unui depozit epiclastic față de substratul sau acoperișul său conferă structurilor sedimentare un caracter geopetal, adică posibilitatea de a preciza poziția normală sau răsturnată a stratelor respective.

Astfel :

— în baza stratelor de gresii apar sub formă de mulaje : mecanoglifele de eroziune (caneluri și riduri), bioglifele de reptație și adăpost și structurile de suprasarcină ;

— la partea superioară a stratelor de nisip sau gresie apar : ondulațiile de curent, iar la siltite și lutite poligoanele de contracție, urmele picăturilor de ploaie și șanțurile de eroziune.

În interiorul stratelor, structurile fenestrale au talpa paralelă cu baza stratului, iar laminele frontale își deschid concavitatea spre partea superioară a stratelor. În orice investigație de geologie structurală structurile sînt întotdeauna utilizate ca o informație complementară în reconsiderările tectonice ale formațiunilor epiclastice.

4.1.3. Diageneza sedimentelor epiclastice

După acumulare, sedimentele epiclastice, pentru a deveni roci, suferă modificări importante, care vizează atît poziția clastelor și spațiul intergranular, cît și natura mineralogică a acestora. Practic, toate procesele diagenetice fundamentale participă la litificarea sedimentelor primare, iar transformările specifice lor sînt dependente de factori care țin de proprietățile clastelor (granulometrie, compoziție mineralogică), fie de factori ai mediului postdepozițional: natura soluțiilor interstițiale și adîncimea de îngropare. Prin schimbarea poziției clastelor în timpul îngropării progresive se modifică structurile depoziționale și se reorganizează spațiul intergranular; reducerea porozității este, în acest sens, consecința cea mai importantă. Simultan cu această tendință, forțe mecanice și procese chimice generează în jurul clastelor un liant, contribuind astfel la „consolidarea" sedimentului. Procese tîrzii, tot de esență chimică, scot din sistem clastele instabile și metastabile substituindu-le cu neoformații stabile, provoacă solvări ale liantului proaspăt format, sau generează compuși noi cu forme specifice. Tabloul unei gresii sau conglomerat constituie, de multe ori, o imagine mult schimbată față de configurația inițială a nisipului sau pietrișului care s-a aflat la originea lor.

Tasarea și formarea matricei. Acumularea unei stive de sedimente peste un volum de depozite epiclastice mai vechi are drept consecință comprimarea acestora din urmă și reducerea porozității inițiale.

Compoziția granulometrică a depozitelor controlează îndeaproape evoluția sa ulterioară. Astfel, sedimentele grosiere, ruditice și arenitice au o porozitate inițială de 30–50% față de cea care apare în siltite și lutite (80%); cu cît gradul de sortare al depozitului este mai bun, cu atît porozitatea sa va fi mai redusă. Diferențe în volumul inițial al spațiului intergranular pot proveni și din forma și modul de așezare (împachetare) a clastelor. Împachetarea cubică pentru granule cu forme identice generează o porozitate de 35–45%, iar împachetarea rombică o porozitate de 20–25%. La adîncimea de cca 1 500 m porozitatea nisipului scade la 20–30%.

Creșterea proporției de fracțiune pelitică în masa unui sediment epiclastic, respectiv de minerale argiloase, coboară mult gradul de sortare al acestuia și contribuie, prin tasare, la apariția matricei care leagă clastele arenitice și ruditice. Prin litificarea unor astfel de sedimente, de regulă reprezentînd produse turbiditice sau curgeri gravitaționale, se nasc roci — conglomerate și graywacke — a căror liant este o matrice de origine sindepozițională — *protomatrice* (Dickinson, 1970).

Caracterul casant sau plastic al granulelor supuse presiunii crescute din timpul tasării explică fie spargerea celor casante și conservarea lor, ca atare fie desfacerea litoclastelor, bogate în filosilicați, de-a lungul planelor de foliație, rezultînd o fracție fină, plastică și elastică (clorit, sericit, caolinit etc.), care poate intra în constituția matricei — *pseudomatrice* (Dickinson, 1970).

Creșterea adîncimii de îngropare la peste 1 500 m conduce, în continuare, la o scădere a porozității și provoacă, implicit, o creștere a suprafeței de contact dintre granule; se realizează, astfel, condiția intrării în reacție a clastelor instabile, a declanșării (în prezența soluțiilor interstițiale) unor procese de alterare, prin substituție și nașterea unei *epimatrice* și a unor contacte suturale. Recristalizarea fracțiunii argiloase din protomatrice la adîncimi de îngropare mari (4 000–5 000 m), acolo unde presiunea și temperatura permit

acest lucru, provoacă, în special, în depozitele vechi, naşterea unei *ortomatrice* cu numeroase structuri relicte. În epiclastitele assyntice din Masivul central dobrogean (zona „şisturilor verzi") astfel de produse sînt foarte frecvente.

Procese în spaţiul intergranular. În mediul subaerian, spaţiul intergranular al unui depozit epiclastic este traversat temporar de soluţii meteorice, iar în cel subacvatic el se află permanent ocupat de soluţii apoase cu chimism variabil — dulci, salmastre sau saline ; tasarea depozitelor plasate în această din urmă categorie are drept consecinţă eliminarea unei mari cantităţi de apă din „sistem" şi de multe ori, în noile condiţii de temperatură şi presiune, modificarea chimismului celor rămase în pori. Ele constituie un mediu propice germinării cristalelor ce vor ocupa spaţiul respectiv sub formă de ciment sau, alteori, un mediu reactiv faţă de mineralele uşor solubile. În fine, de multe ori spaţiul granular astfel ocupat devine prin îngropare progresivă şi sediul unor procese de recristalizare.

Cimentarea. Precipitarea compuşilor autigeni din soluţii interstiţiale se realizează fie la interfaţa sediment/apă, fie în timpul îngropării progresive a acestuia şi reflectă prin natura lor parametri chimici ai mediului postdepoziţional : pH, Eh, salinitate etc. Cimentarea este un proces răspîndit în masa sedimentelor grosiere — pietrişuri şi nisipuri — şi bine cercetat în conglomerate şi gresii ; el este desigur prezent şi în masa depozitelor mai fine, dar dificultăţi generate de tehnica de investigaţie nu au permis o generalizare a studiilor în această direcţie. Umplerea spaţiului interstiţial prin depunerea cimentului se poate realiza integral, caz în care porii iniţiali sînt închişi complet sau parţial (cînd spaţiul rămas neocupat constituie o *porozitate remanentă*) Din punct de vedere mineralogic la formarea cimentului epiclastitelor participă silicea, carbonaţii, sulfaţii şi oxizii.

Dizolvarea cimentului format într-un stadiu ulterior îngropării sau ridicării rocilor spre suprafaţa scoarţei este un proces specific gresiilor şi conglomeratelor vechi cu liant calcitic şi/sau sulfatic şi conduce la apariţia porilor secundari (sau a *porozităţii secundare*).

Creşterea cristalelor. Oricare din mineralele discutate pot apărea ulterio cimentării sau procesului de individualizare a matricei sub formă de cristale izolate, îmbrăcînd conture euhedrale şi incluzînd faze solide aparţinînd cimentului sau matricei. Produsele astfel formate au, evident, un caracter autigen şi ilustrează modificări sensibile în chimismul soluţiilor interstiţiale sau reacţii ale acestora cu minerale preexistente. Alături de silice, calcit, anhidrit, hematit se mai formează glauconit, colofan, clorit, albit, zeoliţi, pirită, baritină etc. (fig. 4.12).

Recristalizările în spaţiul interstiţial ocupat de matrice sau ciment depind întotdeauna de adîncimea de îngropare şi, deci, de presiunea şi temperatura care controlează stabilitatea fazelor minerale. Carbonaţii de calciu fin cristalizaţi trec prin recristalizare într-un agregat sparitic sau în monocristale largi ce includ poikilitic variate claste. Fazele amorfe de opal şi cele criptocristaline devin la presiuni înalte instabile şi trec în cuarţ. Ambele mecanisme elimină din calcit şi, respectiv, silice, impurităţile insolubile care se aglomerează la marginea cristalelor nou formate.

Relaţia claste — soluţii interstiţiale — liant. Interacţiunea dintre claste şi soluţiile interstiţiale care circulă pe fisuri sau de-a lungul contactelor dintre granule se traduce, în evoluţia unui sediment epiclastic, prin procese de dizol-

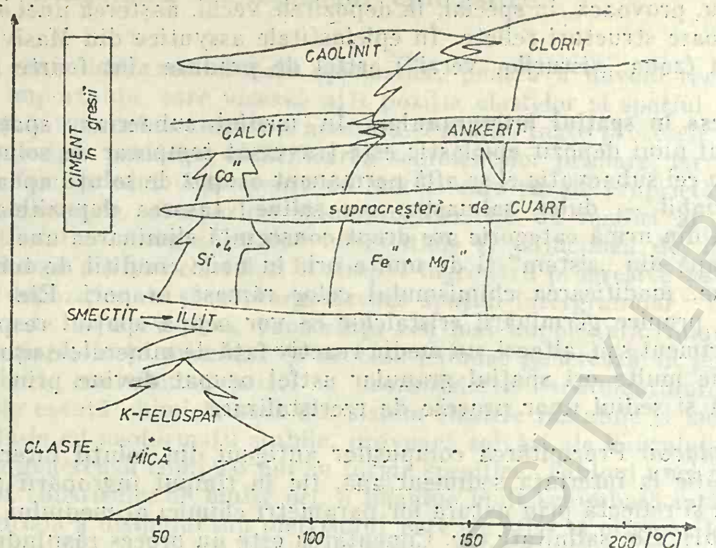


Fig. 4.12. Modificări mineralogice în timpul îngropării gresiilor, la diferite temperaturi [17].

vare selectivă şi substituire a fazelor minerale metastabile şi instabile : carbonaţi, nesosilicaţi (olivină), inosilicaţi (piroxeni, amfiboli), filosilicaţi (biotit) sau tectosilicaţi (feldspaţi, feldspatoizi).

Dizolvarea selectivă a clastelor de această natură contribuie la creşterea porozităţii secundare şi, în timpul desfăşurării procesului, la schimbarea chimismului soluţiilor. Dizolvarea sub presiune la contactul dintre claste cuarţ-cuarţ, calcit-calcit provoacă, la scară mică, întrepătrunderi specifice (contacte suturale), iar la scară mai mare (dm, m) conduce la *structuri stilolitice.*

Procesul de substituţie poate fi parţial sau total şi, de cele mai multe ori, se desfăşoară cu păstrarea formelor cristalografice a mineralelor înlocuite (pseudomorfoze). Dintre cele mai frecvente fenomene de substituţie în rocile epiclastice menţionăm :

— înlocuirea cimentului calcitic prin dolomit, în special în gresiile fine (sursa Mg^{2+} : apele interstiţiale) ;

— pseudomorfozele de caolinit după feldspaţi, care au loc în diageneza timpurie (în condiţiile îngropării la mică adîncime) ;

— pseudomorfozele de calcit după minerale argiloase, în diageneza tîrzie (în condiţiile îngropării progresive şi ale unui *p*H alcalin) ;

— substituţia cuarţului de către calcit (coroziuni periferice), în diageneza tîrzie, de către soluţii cu *p*H alcalin ;

— albitizarea feldspatului potasic în graywacke.

Argilizarea completă a unor claste preexistente în roci cu matrice poate şterge vechile conture împiedicînd astfel integrarea lor la procesul depoziţional, iar pe de altă parte poate amplifica participarea procentuală a fracţiunii argiloase, pelitice, la alcătuirea liantului ; cînd natura ei secundară este demonstrată, prin microscopie electronică sau studii izotopice, am văzut că liantul reprezintă o epimatrice.

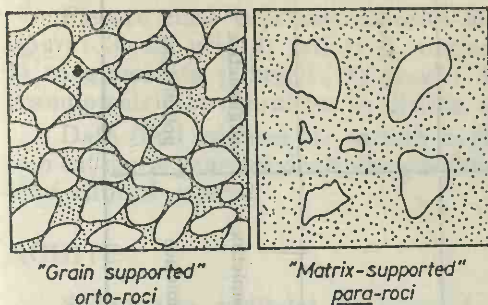


Fig. 4.13. Relaţia claste-liant în rocile epiclastice.

Prin prisma proceselor postdepoziţionale care afectează un sediment detritic, matricea şi cimentul care ocupă spaţiul intergranular se constituie într-un liant al clastelor şi devin categorii petrografice cu valoare sistematică.

Raportul cantitativ dintre claste şi liant este foarte variabil şi poate fi exprimat prin prefixul *orto-* cînd ponderea revine clastelor (granule > liant); se va vorbi astfel de ortoconglomerate şi ortogresii, şi, respectiv, *para-* cînd ponderea revine liantului (liant > granule): paraconglomerate şi paragresii. În acelaşi timp se obişnuieşte să se considere ortorocile edificii petrografice formate dintr-un „schelet" granular — claste cu contacte tangenţiale, liniare sau concav-convexe („grain-supported" în engl.) — îmbrăcat într-un ciment, iar pararocile, edificii al căror „schelet" este o matrice în care sînt dispersate claste libere, ce nu vin în contact direct (în engl.: „matrix-supported"). În cele mai multe cazuri ortorocile corespund depozitelor mature, bine sortate, iar pararocile corespund depozitelor imature şi slab sortate (de regulă, materializate în curgeri gravitaţionale (debris flow, mud-flow etc.).

4.1.4. Sistematica epiclastitelor

Depozitele epiclastice — sedimente şi roci — cu caracter de acumulări mobile sau consolidate se grupează în categorii petrografice după criterii foarte diferite. Acceptat de toţi cercetătorii ca un criteriu de ordinul I, general valabil şi uşor de aplicat, cel granulometric permite separarea de clase dimensionale ca o expresie a „prelucrării" clastelor între locul lor de origine şi cel de acumulare. În cadrul unor astfel de clase, pentru a se ajunge la entităţi petrografice, se operează (adesea) cu criterii aplicate într-o succesiune care nu respectă o regulă de la o clasă la alta. Intenţia este de a se obţine o grupare care să fie valabilă într-un context geologic cît mai larg (structural, tectonic, de mediu, procesual) şi, astfel, căpătînd o semnificaţie univocă, să poată fi aplicată în mod curent şi, deci, să circule cu uşurinţă. Asemenea criterii sînt de natură texturală (morfometric), structurală (relaţia claste-liant), compoziţională (natura şi originea clastelor) şi genetică (privesc mediul de acumulare şi mecanismele de transport şi depunere). Fiecare categorie petrografică astfel separată va căpăta o semnificaţie petrogenetică utilă în stabilirea modelului facial şi a sistemului depoziţional.

Dimensiunea clastelor determinată în mod curent prin analiza granulometrică este utilizată drept principal criteriu de clasificare a epiclastitelor, indiferent de gradul lor de consolidare. Diametrele de 2 mm, 0,063 şi 0,0039 mm — pe scara lui Udden-Wentworth — sînt considerate valori limită standard între 4 clase granulometrice denumite şi utilizate simultan pentru depozite atît mobile cît şi consolidate (vezi tabelul 4.4).

Tabelul 4.4. **Clasificarea epiclastitelor ruditice și arenitice**

Criterii de clasificare / Dimensiuni		Rudite (Psefite)	2 mm	Arenite (Psamite)				0,063 mm Silturi (Aleurite)	0,0039 mm Lutite[1] (Pelite)
Forma particulelor : →		Rotunjite	Angulare	Variate					
Gradul de consolidare	mobile	Bolovăniș Pietriș	Blocuri	Nisipuri				Loess Lehm	Miluri
	consolidate	Conglomerate	Breccii	Gresii				Siltit	Argile
Liantul (Li)		A. Para B. Orto A (Li > granule) B (granule > Li.		cu Matrice		cu Ciment		—	—
				Graywacke		Gresii propriu-zise			
Compoziția: Monominerală (Q) / Poliminerală (Q+F+L)		A. Oligomictice B. Polimictice		F + Q > L	L + Q > F	Gresii Q > 95 % = cuarțoase		oligomictice	oligomictice
				Feldspatic	Litic	F > 25 % L < 25 % Arcoze	L > 25 % F < 25% G. Litice	polimictice	polimictice

Fiecare clasă cuprinde depozite mobile : 1) pietrişuri şi blocuri ; 2) nisipuri ; 3) silt-uri ; 4) mîluri şi, respectiv, depozite consolidate (litificate) : 1) conglomerate şi brecii ; 2) gresii ; 3) siltite şi 4) argile. Tot pe criteriul granulometric în cadrul lor se disting varietăţi grosiere, medii şi fine.

Dată fiind originea lor variată, argilele şi mîlurile se impun mai degrabă ca o categorie genetică decît una granulometrică şi, de aceea, vor face obiectul unui capitol separat.

RUDITE

Sistematica ruditelor se bazează, în ordine, pe următoarele criterii :

1. *Criteriul morfometric :* a) roci cu elemente rotunjite : *pietrişuri* (neconsolidate) şi *conglomerate* (consolidate) ; b) roci cu elemente angulare : *blocuri* (neconsolidate), şi *brecii* (consolidate).

2. *Criteriul raportului cantitativ dintre claste şi liant.* Ca o consecinţă scheletul rocii va determina, în cadrul depozitelor consolidate : a) *ortoconglomeate* şi *ortobrecii* — roci cu schelet granular („grain supported“) în care clastele domină liantul ; b) *paraconglomerate* şi *parabrecii* — roci cu schelet siltolutitic („matrix-supported“) în care liantul domină clastele; pentru pararudite se foloseşte ca sinonim termenul *diamictit* ; termenul *tillit* corespunde unei categorii sistematice cu semnificaţie sedimentogenetică (utilizat în cazul pararuditelor glaciare).

3. *Criteriul mineralogic.* Permite separarea de categorii sistematice de ordin inferior, compoziţionale, indiferent de gradul de consolidare şi raportul dintre claste şi liant. Se disting : a) roci *oligomictice :* pietrişuri şi conglomerate monominerale sau monolitice (ex. : conglomerate cuarţoase, conglomerate calcaroase) ; b) roci *polimictice*, alcătuite din claste de diverse naturi minerale şi petrografice (Q + Fdp + litoclaste) (ex. brecii, conglomerate).

4. *Criteriul genetic.* Pentru oricare din categoriile separate anterior se poate utiliza o terminologie care să sugereze originea materialului (de ex. conglomerate sau brecii *extraformaţionale* şi respectiv, *intraformaţionale*, momentul depunerii în raport cu oscilaţiile de nivel ale apei în bazin (ex. conglomerate de transgresiune şi conglomerate de regresiune), sistemul depoziţional (rudite-conglomerate şi pietrişuri fluviatile, deltaice, litorale etc.), sau mecanismul de transport şi acumulare (rudite gravitaţionale, brecii de colaps etc.).

ARENITE

Sistematica arenitelor — urmînd în linii generale aceleaşi criterii — diferenţiază subcategorii depozitele mobile (*nisipuri*) de cele consolidate (*gresii* s.l.) acordă prioritate naturii liantului şi participării sale procentuale, apoi naturii mineralogice şi petrografice a granoclastelor şi litoclastelor. Coroborînd în diverse feluri aceste criterii, toţi cercetătorii au urmărit desprinderea unor semnificaţii care să sugereze maturitatea texturală, constituţia ariei sursă (prin indicatori de provenienţă) şi/sau fluiditatea „mediului“ interstiţial (prin indicatori de fluiditate).

Nisipurile se pot grupa mineralogic după natura clastelor în nisipuri *oligomictice* şi nisipuri *polimictice* ; Din punct de vedere genetic, originea fracţiunii arenitice poate fi mecanică, clastică, chimică (de ex. nisipuri ooidice) chiar biotică (nisipuri bioclastice sau oncoidice), iar din punctul de vedere

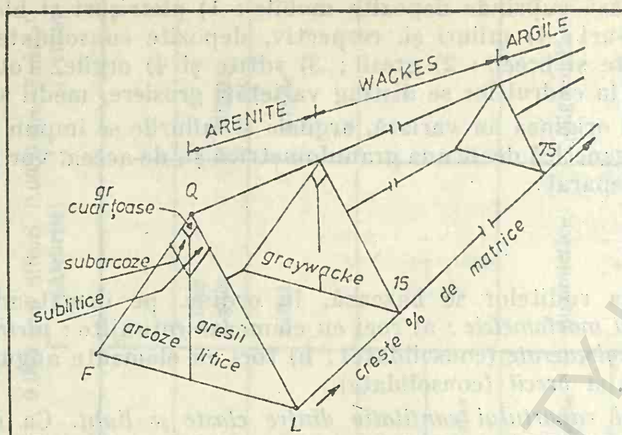


Fig. 4.14. Clasificarea gresiilor după Pettijohn et al (1973) : *a* — cuarţ ; *F* — feldspaţi ; *L* — fragmente litice.

al mediului de acumulare se pot argumenta şi separa prin caractere texturale nisipuri eoliene, nisipuri fluvitile, nisipuri litorale. Gresiile se pot separa în categorii petrografice de ordin inferior prin aplicarea succesivă a două criterii, natura liantului şi compoziţia mineralogică, care au şi semnificaţia unor indicatori de fluiditate şi, respectiv, de provenienţă (fig. 4.14) :

1. În funcţie de *natura liantului* se disting :

— *gresii* (s.l.) — roci cu ciment şi mai puţin de 15% matrice, de obicei ortoarenite cu schelet granular ;

— *graywacke* — roci cu mai mult de 15% matrice ; Dott (1964) propune pentru edificiile cu 15—75% matrice termenul de „wacke(s)" care, în condiţia unui paraarenit, face tranziţia spre siltite şi/sau argile („mudrocks"), în care clastele izolate de dimensiuni mai mari sînt foarte rare.

2. În funcţie de *natura mineralogică a clastelor*, varietăţile de gresii şi graywacke se separă pe principiul „termenilor extremi" ; utilizînd proiecţia compoziţiei modale în diagrame triangulare Q-F-L, în care :

Q = cuarţ monocristalin (Q_m) şi policristalin (Q_p — litoclaste de cuarţite etc.) ;

F = total feldspaţi (P — plagioclaz şi K — feldspaţi potasici) ;

L = litoclaste de plutonite, vulcanite (L_v), metamorfite (L_m) şi sedimentare (L_s : calcare, argile, silicolite etc.) ; de asemenea, claste de muscovit şi biotit.

Astfel se disting :

	Roci cu ciment (gresii sens larg)	*Roci cu matrice* (graywacke)
Q > 95%	Gresii cuarţoase (= cuarţ arenite)	Cuarţ wackes
Q < 75% F ⩾ 25% L < 25%	Arcoze şi subarcoze (Gresii feldspatice) = Feldarenite	Graywacke feldspatic
Q < 75% F < 25% L ⩾ 25%	Gresii litice şi gresii subcuarţoase = Litarenite*	Graywacke litic

* Gresiile litice bogate în litoclaste de filite şi argile se numesc *filarenite*, iar cele bogate în litoclaste de calcare se numesc *calclitite*.

Participarea largă (10—50%) a glauconitului, fosfaţilor şi carbonaţilor conduce la gresii hibride şi impune utilizarea termenilor : gresie glauconitică, gresie fosfatică şi gresie calcaroasă.

Raporturile între constituenţii Q_p/Q, P/F şi V/L au fost utilizate în reconstituirile de paleosurse şi regim tectonic al bazinului de acumulare şi astfel la stabilirea unor *petrofaciesuri* (Dickinson, 1979) : gresii de craton, gresii de orogen etc. (v. fig. 4.16).

SILT-URI

Roci dominate de fracţiuni granulometrice cuprinse între 0,063 şi 0,0039, silturile se individualizează rar sub forma unor entităţi petrografice de-sine-stătătoare. Ca depozitele mobile neconsolidate, silt-urile sau depozitele de praf sînt cunoscute sub denumirea *loess*. Au de regulă o alcătuire polimictică şi nu comportă subdiviziuni texturale sau genetice ; participarea largă a unei fracţiuni argiloase şi, respectiv, arenitice în aceste depozite atrage după sine subcategorii granulometrice de tipul „silt argilos“, „silt nisipos“.

Depozitele consolidate de silt prezente ca intercalaţii în seriile epiclastitelor arenitice şi ruditice sînt descrise sub denumirea de *siltite* sau *aleurolite* fără alte subdiviziuni. Fracţiunea siltică, ca atare, este sau poate fi prezentă în toate rocile epiclastice, în special în matricea conglomeratelor şi gresiilor.

4.1.5. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

Factori şi procese în sedimentogeneza epiclastitelor

Apariţia epiclastitelor la suprafaţa scoarţei terestre este condiţionată de ceea ce s-ar putea numi factori ai „sistemului“, precum aria sursă şi agentul de transport şi factori externi — clima, oscilaţiile de nivel şi regimul tectonic. Coroboraţi în timp, aceşti factori controlează atît intensitatea proceselor mecanice care operează în vederea acumulării lor, cît şi evoluţia secvenţelor epiclastice în diverse ambianţe geologice.

Factorii sistemului. *Aria sursă* este locul în care prin dezagregare mecanică sînt generate claste şi care determină natura mineralogică a oricărui sediment sau roci epiclastice. O varietate petrografică a ariei sursă favorizează o diversitate a fenomenelor de dezagregare şi o complexitate compoziţională a depozitului generat. Rocile polimictice au întotdeauna la origine o astfel de sursă. Raportul dintre constituenţii minerali stabili şi instabili în rocile din aria sursă, deci şi în clastele generate pe seama ei reprezintă un parametru de care ar trebui să se ţină seama ori de cîte ori se judecă compoziţia procentuală a clastelor dintr-o rocă detritică. Aceasta va cuprinde, de fiecare dată, o fracţiune instabilă, mult inferioară cantitativ faţă de cea din aria sursă.

Agenţii de transport — apa, aerul sau gheaţa — preiau în cadrul diverselor sisteme (medii) naturale clastele din aria sursă şi le conduc spre locurile (bazinele) de acumulare. Ei îşi pun amprenta asupra trăsăturilor granulometrice şi morfometrice ale unui depozit epiclastic şi imprimă acestuia structuri specifice ce devin premise ale reconstituirii ambianţelor de sedimentare.

Intensitatea eroziunii într-o arie sursă şi, implicit, volumul de material generat sînt influenţate în cea mai mare măsură de condiţia climatică în care

aceasta se află sau de regimul său tectonic, care o poate distanța, prin înălțare, sau apropia, prin coborîre, de nivelul de bază al bazinului spre care sînt deplasate și acumulate clastele respective.

Variațiile termice și pluviometrice mari sînt o primă condiție a unei dezagregări intense, iar umiditatea excesivă o cauză a eliminării din aria sursă prin alterare a clastelor instabile. Cu altă frecvență temporală, încălzirea și, respectiv, răcirea climei, controlează mișcările eustatice, de înălțare și coborîre a nivelului Oceanului Planetar, și, prin aceasta, schimbările batimetrice în bazinele de sedimentare. În aceste condiții, schimbarea liniei țărmului și modificarea poziției relative a ariei sursă față de bazin sînt evidente. Consecințele pentru sedimentarea epiclastică vor fi multiple și privesc, printre altele, grosimea depozitelor, distribuția claselor granulometrice și îndințările de facies, limita dintre strate etc.

Stabilitatea tectonică sau mobilitatea ariei sursă și a bazinului învecinat se află în strînsă dependență cu rata de acumulare a clastelor și oscilațiile de nivel ale apei în bazin. Înălțarea ariei sursă, adesea în opoziție cu scăderea nivelului de bază, asigură o eroziune rapidă și o rată de acumulare mare. În astfel de condiții, clastele sînt puțin prelucrate, gradul lor de sortare este redus, iar granoclasarea, la scară mică și mare, este inversă, progradă ; la partea superioară a seriilor epiclastice apar *conglomerate de regresiune*. Reversul acestui cuplu de mișcări — coborîrea ariei sursă și înălțarea nivelului de bază — inhibă eroziunea, stimulează depunerea și respectiv prelucrarea clastelor : gradul de sortare crește, iar granoclasarea capătă caracter normal, retrograd ; la partea inferioară a seriilor epiclastice apar *conglomerate de transgresiune*.

Procese și sisteme depoziționale

Sedimentele epiclastice sînt produse ale unor procese mecanice care includ mecanisme de deplasare și acumulare a clastelor ce se desfășoară în diverse sisteme depoziționale. Rocile epiclastice, moștenind toate aceste caractere de mediu, poartă în plus și amprenta diagenezei, iar prin ea, expresia unor foarte variate procese chimice. Ponderea proceselor chimice față de cele mecanice este, întotdeauna, subordonată.

Mecanismele de deplasare a clastelor contribuie la reducerea dimensiunilor și modificarea formelor primare ; parțial ele explică și unele relații dintre claste : imbricația galeților, laminația oblică etc. Sortarea și morfometria clastelor, alături de multe structuri sedimentare, dau numeroase informații despre aceste procese.

Tracțiunea operează în domeniul galeților și al nisipului, iar structurile generate vor fi recunoscute în conglomerate și gresii, de regulă, în roci cu schelet granular („grain-supported"). Zonalitatea granulometrică creată și variațiile laterale de facies (conglomerate-gresii-siltite) pot fi corelate cu pierderea competenței curenților respectivi. Un transport îndelungat afectează vizibil conturul primar al clastelor; gradul lor de rotunjime crește proporțional cu prelucrarea.

Particulele purtate în suspensie au, de obicei, dimensiuni siltice și lutitice și un grad bun de sortare ; prelucrarea lor în timpul transportului este minimă, ele păstrînd multe din trăsăturile primare.

Transportul în masă prin curenți de turbiditate sau curgeri gravitaționale generează o gamă variată de epiclastite : în faciesurile proximale acestea sînt ruditice și arenitice, cu elemente angulare și foarte slab sortate ; fracțiunea pelitică este abundentă și devine, după tasare, o matrice. Rocile formate — turbidite, gravitite — reprezintă din punct de vedere petrografic parabrecii,

paraconglomerate și graywacke, toate cu caracter polimictic. În faciesurile distale se poate realiza o sortare granulometrică (și, implicit, morfometrică și compozițională) care se traduce în produse mai fine — gresii litice, siltite, argile — cu granoclasări pozitive și laminații paralele.

Deplasarea și depunerea clastelor conduc, în final, la colmatarea bazinelor de sedimentare. Depozitele de epiclastite, într-un astfel de bazin, se succed în secvențe de faciesuri diferite, care se dezvoltă sub formă de corpuri cu geometrie variabilă ; ea este expresia atît a mecanismelor de colmatare, cît și a morfologiei ariei în care a avut loc sedimentarea. Aceste mecanisme, descrise anterior ca progradare, acreție și agradare, explică variațiile verticale și laterale de facies și prin aceasta modul de realizare a tranzițiilor de la rudite la arenite, siltite și lutite. Adesea, ceea ce în „laborator" reprezintă un conglomerat, o gresie sau o argilă, pe teren devine clar o fracție granulometrică dintr-o secvență epiclastică progradă, sau dintr-un canal de eroziune, sau dintr-un facies marginal de renie etc.

Cele mai frecvente „corpuri geologice" pe care le formează epiclastitele sînt : conurile de dejecție, corpurile tip strat (lamină, grind, pînză, cuvertură) și corpurile tip canal, bară, cordon, ostrov, insulă etc.

Mediile specifice sedimentării epiclastice corespund la multe sisteme depoziționale și se constituie într-unul din criteriile genetice de grupare a acestor depozite. Prin analiza lor complexă apare evident faptul că un tip petrografic — conglomerat, gresie, argilă — nu va putea niciodată sugera natura bazinului în care s-a format. Pentru astfel de reconstituiri sînt necesare analize faciale complexe care să aibă în vedere alături de trăsăturile compoziționale, texturale și structurale ale edificiului respectiv și dezvoltarea sa spațială (forma corpului de roci, grosimea, limitele sale — verticale și laterale — rocile din substrat și cele acoperitoare).

Sedimentele epiclastice actuale se acumulează și se conservă în diverse medii ; caracterele sedimentologice ale epiclastitelor acumulate în aceste medii sînt discutate pe larg în capitolul „Sisteme depoziționale". Există toate motivele să considerăm că și în trecutul Pămîntului rocile epiclastice au luat naștere în condiții similare. În continuare, vom prezenta cîteva trăsături și semnificații sedimentogenetice ale principalelor categorii granulometrice de epiclastite : rudite, arenite și siltite.

Trăsături și semnificații sedimentogenetice

Ortoruditele sînt depozite consolidate alcătuite dintr-un schelet de elemente rotunjite (*conglomerate*) și/sau angulare (*brecii*), legate prin intermediul unui ciment (carbonatic, silicios, feruginos) sau al unei matrici (argiloase sau siltice). Din punct de vedere al compoziției, rocile sînt oligomictice, cuarțoase, calcaroase sau adesea polimictice, alcătuite din fragmente litice de diverse naturi petrografice.

Conglomeratele cuarțoase prezintă o maturitate avansată, au o sortare mai bună și litoclaste cu grad înalt de rotunjime. Aceste trăsături sugerează proveniența lor, prin reciclare, din roci detritice mai vechi (exemplu : conglomeratele de Negrileasa din M-ții Apuseni).

Conglomeratele polimictice sînt roci imature, se regulă slab sortate, cu galeți prezentînd diverse grade de rotunjime. Alcătuirea lor petrografică (elemente de granite, gnaise, filite sau de vulcanite) sugerează arii sursă din zone cratonice și, respectiv, margini continentale. În conglomeratele vechi, liantul este o ortomatrice, iar în cele tinere poate fi ciment ; structurile im-

bricate și granoclasările sînt structuri frecvente în ortoruditele resedimentate, de apă adîncă, în care galeții au axa mare orientată paralel cu direcția paleocurentului. Structurile imbricate apar în ortoruditele acumulate în ape cu adîncime mică și au galeții orientați cu axa mare transversal față de direcția de transport. Formează depozite de con aluvial și canal în sisteme fluviale și deltaice, depozite de bare și plaje în sistemele litorale cu țărm înalt, acumulări proximale în secvențele turbiditice; apar ca faciesuri marginale (de serir) ale depozitelor deșertice și, uneori, în ueduri. Apar prin transgresiune în baza seriilor epiclastice și prin progradare la partea superioară a megastructurilor cu epiclastite (ex. conglomeratele de Bucegi).

Breciile polimictice intră în constituția depozitelor imature cu grad foarte slab de sortare și reprezintă edificii petrografice lipsite de structuri interne acumulate în faciesuri proximale (apropiate de aria sursă), de regulă prin curgeri gravitaționale.

Pararuditele sînt depozite consolidate alcătuite dintr-un schelet de matrice care include elemente rare cu diferite grade de rotunjime. Sînt roci imature cu sortare foarte slabă, lipsite de structuri interne. Din punct de vedere genetic se disting, ca produse ale curgerilor gravitaționale, *diamictite* sau gravitite (de tip „debris flow") și tillite sau *mixtite* (argilele cu blocuri), ca produse morenice, fluvio-glaciare, în care macroclastele prezintă striuri de zgîriere paralele. Aceste din urmă roci sînt utilizate în reconstituirile climatice (ex. formațiunea Varangiana, 670 mil. ani, Atlanticul de Nord).

Breciile intraformaționale au caracter oligomictic și sînt dominate de elemente angulare, identice din punct de vedere petrografic cu depozitul subiacent prin a cărui dezagregare au provenit. Astfel, clastele au un caracter intrabazinal și au apărut prin exfoliere, contracție subacvatică a sedimentului în curs de litificare, exondare temporară. Natura lor litologică este argiloasă, calcaroasă sau dolomitică. Frecvența lor scade spre partea superioară a depozitelor, proporțional cu creșterea frecvenței matricei care, treptat, ajunge să se identifice cu secvențele acoperitoare, de regulă, siltice sau lutitice; apariția lor materializează întreruperi în sedimentare (exemplu: limita Badenian/Sarmațian de la Golești, jud. Vîlcea, avanfosa carpatică).

Arenite neconsolidate — nisipuri. Depozitele arenitice neconsolidate ocupă spații largi în domeniile de sedimentare actuale și tinere. Compoziția lor mineralogică este foarte diversă, mai ales că termenul „nisip" are numai o semnificație granulometrică. Astfel, nisipurile reflectă constituția ariei sursă dezagregate și cuprind minerale grele (zircon, rutil, ilmenit, turmalină, aur etc.); de foarte multe ori, însă, un depozit arenitic poate avea la origine o sursă biotică (nisip cochilifer), un proces chimic (nisip ooidic) sau chiar o explozie vulcanică (nisip vulcanoclastic). Caracterele texturale și structurale ale nisipurilor, precum și arhitectura corpurilor pe care le formează rămîn criteriile cele mai sigure de precizare a naturii lor. În zonele de sedimentare actuale arenitele mobile se regăsesc sub formă de strate cu suprafața netedă sau ondulată, bare sau cordoane, canale colmatate, lentile în foarte diverse sisteme depoziționale: fluviatile, deltaice, litorale, de șelf, abisale, deșertice etc.

Nisipurile fluviatile și *deltaice* reprezintă totdeauna un material imatur sau moderat matur; ele au rulare și sortare slabe ($\sigma = 0{,}5-2{,}0$), un conținut mare de material aleuritic și, în general, prezintă o largă variabilitate de compoziție. Laminațiile oblice tabulare și concoide sînt frecvente.

Nisipurile litorale conțin, aproape totdeauna, fragmente de organisme. Ele au o sortare în general bună ($\sigma = 0{,}35-0{,}50$) ; foarte caracteristice sînt elementele de structură care trădează formarea lor în ape puțin adînci : ondulațiile simetrice și canalele de eroziune.

Nisipurile de șelf intern au o sortare excelentă ($\sigma < 0{,}35$) și o rulare foarte bună ($Ro = 0{,}7-0{,}9$) ; absența particulelor siltice este foarte caracteristică. În multe cazuri conțin „granule" autigene de glauconit și feldspat.

Nisipurile din zonele de apă adîncă intră în constituția turbiditelor proximale, parțial în cele distale (granoclasate) și în avalanșele de nisip (curgeri cu presiune dispersantă). Din punct de vedere mineralogic sînt foarte diverse, au o sortare slabă ($\sigma = 1-2$ sau > 2) și o rulare relictă ; aspectele structurale diferă și ele de la o secvență la alta.

Nisipurile deșertice intră în constituția ergurilor, și sînt bine sortate (σ mai mic decît 0,35) ; aceasta se datorește faptului că posibilitățile de transport ale vîntului sînt limitate, ceea ce determină o selecție în chiar momentul antrenării materialului de pe sol. Ca urmare a înălțării granulelor cu dimensiuni reduse în curentul de aer conținutul de material siltic al nisipurilor deșertice este totdeauna mai ridicat față de alte tipuri genetice, de unde caracterul lor granulometric bimodal. Gradul de rulare a fragmentelor este bun datorită antrenării selective de către vînt a granulelor cu forme mai rotunjite. Luciul mat și prezența unor excavații (cratere de impact) pe suprafața clastelor sugerează o prelucrare prin ciocnire. Stratificațiile oblice la scară mare și ondulațiile asimetrice (eoliene) reprezintă trăsături structurale curente.

Arenite cimentate — gresii (s.l.). Gresiile — produse de diageneză a nisipurilor — conservă, prin caracterele lor texturale și structurale, foarte multe trăsături ale ambianțelor depoziționale. În același timp, ele constituie depozite excelente pentru studiile microscopice care au drept scop reconstituirile de paleosurse sau în final aprecierea regimului tectonic în care s-au sedimentat (fig. 4.15).

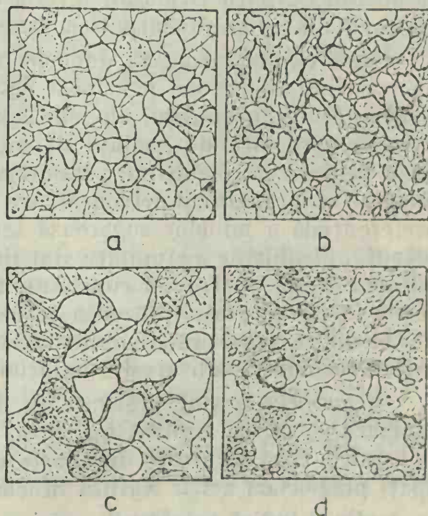


Fig. 4.15. Imaginea în secțiuni subțiri a arenitelor consolidate : *a* — gresie cuarțoasă ; *b* — arcoză ; *c* — gresie litică ; *d* — graywacke.

Gresiile cuarțoase formează depozite cu grosime relativ mică, asociate fie cu calcare, fie cu dolomite. Abundența cuarțului, lipsa materialului argilos și sortarea foarte bună reflectă maturitatea lor avansată și evidențiază principalele probleme legate de originea lor ; cimentul lor este calcedonic, cuarțos (cuarț de supracreștere) feruginos și calcitic. Dificultatea corelării petrografice a acestor depozite cu tipurile de roci magmatice sau metamorfice bogate în cuarț a impus admiterea caracterului lor policiclic, a prelucrării unui material sedimentar preexistent, bogat în cuarț, în sistemele litorale și de șelf, în condiții de stabilitate tectonică. Pe de altă parte, caracterul bimodal al

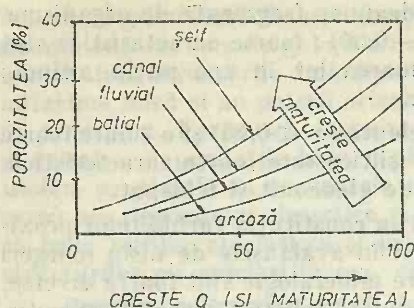


Fig. 4.16. Relaţiile dintre porozitatea gresiilor-compoziţie-maturitate texturală şi mediu de formare [61].

granulaţiei gresiilor cuarţoase este explicat prin natura lor deşertică. Structurile lor sînt masive, gradate sau definite de laminaţii oblice.

Varietăţile mineralogice derivă din abundenţa mineralelor autigene : gresii cu glauconit, gresii feruginoase, hematitice (*itabirile*) şi natura cimentului. Gresiile cuarţoase oligocene din flişul carpatic (gresia de Kliwa) sînt supermature şi sugerează o prelucrare eoliană a materialului de origine (Māruntcanu, 1987).

Arcozele şi *subarcozele* se regăsesc alături de argile şi, de multe ori, în relaţie cu arii sursă alcătuite din granitoide (arcoze bazale). Feldspaţii din compoziţia lor sînt dominaţi de microclin şi/sau ortoclaz, iar cimentul este frecvent calcitic. Adesea, natura clastelor din arcoze poate oferi informaţii asupra originii lor crustale şi a intensităţii eroziunii în aria sursă. Gradul lor de sortare este mai slab, maturitatea mai redusă, iar structurile reflectă mecanisme de transport şi depunere în medii foarte diferite : fluvio-deltaice, de şelf etc. (fig. 4.16). Apariţia arcozelor în faciesurile proximale reprezintă un fapt mai frecvent decît ocurenţa lor în faciesurile distale. Abundenţa lor în asociaţii litologice localizate în sectoare mobile ale scoarţei se explică prin rolul pe care factorul tectonic îl are în acumularea materialului detritic. Varietăţile dominate de prezenţa microclinului şi/sau a plagioclazului capătă semnificaţii distincte pentru reconstituirile de arii sursă ; cele bogate în hidroxizi de fier de tipul *„old red sandstone"*, sînt mai frecvente în depozite paleozoice (Devonianul din Anglia). În ţara noastră formează nivele reper în flişul eocen din Carpaţii Orientali (gresia de Şotrile, gresia de Siriu) şi în molasa miocenă din zona subcarpatică (gresiile sarmaţiene).

Gresiile litice formează depozite detritice cu grosime mare şi se asociază unor serii argiloase sau marnoase cu care determină structuri ritmice. Caracterul imatur al granulelor alogene care le alcătuiesc şi sortarea redusă reflectă o sursă apropiată de bazinul de sedimentare. Prezenţa fragmentelor litice, chiar în lipsa unui conţinut semnificativ de minerale grele, poate oferi o bună imagine asupra naturii petrografice a ariei sursă (supracrustală), iar orientarea preferenţială a minelor sugerează sedimentarea în bazine stabile cu energie scăzută. Mediile de acumulare sînt fluviale, deltaice, sau marine de ape puţin adînci ; gresia de Tarcău constituie un exemplu. Formula texturală şi caracterele lor structurale, prezenţa totdeauna a unei bune stratificaţii şi a laminaţiei oblice sugerează depunerea lor din curenţi subacvatici, uneori cu caracter turbionar, sub nivelul valurilor sau în lungul unor canale de eroziune.

Graywacke-le sînt prezente în depozite paleozoice şi mzozoice, în care se asociază cu argile, argilite, marne şi, uneori, roci bogate în material de origine vulcanică. Sînt alcătuite din claste de cuarţ, fragmente litice diverse şi feldspaţi plagioclazi acizi. Natura litoclastelor defineşte caracterul faciesului petrografic şi indică trăsăturile ariei sursă. Liantul, a cărui natură are o semnificaţie de criteriu pentru separarea acestei categorii de roci, este o protomatrice bogată în sericit, clorit şi fracţiune pelitică şi/sau o pseudomatrice. Rocile sînt slab sortate, cu multe elemente angulare şi, de aceea, considerate

imature. Din punct de vedere genetic, graywacke-le sînt considerate produse ale curgerilor gravitaționale, de regulă, turbidite vechi în care se conservă, structural, granoclasări, laminații convolute și laminații paralele. Poziția lor în raport cu aria sursă poate fi atît proximală, cît și distală. Mulți autori le consideră roci cu semnificație paleotectonică, acumulate în bazine cu grade ridicate de mobilitate, în vecinătatea unor sectoare cu manifestări vulcanice de „arc insular". În țara noastră se întîlnesc în Masivul central dobrogean, în zona epiclastitelor assyntice, cunoscute și sub denumirea „șisturi verzi" datorită participării largi a cloritului sub formă de claste și în matrice și a unei foliații anchimetamorfice.

Siltite(Aleurite) — Depozite de loess. Componenții principali ai loessului sînt cuarțul și feldspații ; lor li se adaugă mice (inclusiv biotit), amfiboli, minerale grele și minerale argiloase. Micele pot constitui 25% și sînt prezente în fracțiunea cea mai fină. Mineralele grele reprezintă uneori numai cîteva zecimi de procent, în timp ce alteori ajung la 3—4% din totalul componenților ; ele sînt concentrate în fracția mai grosieră (0,1—0,01 mm) și sînt reprezentate prin amfiboli, piroxeni, epidot, zoizit, granați, zircon, turmalină, ilmenit etc. — minerale cu grade de stabilitate foarte diferită ; uneori, frecvența celor mai puțin stabile este foarte mare, ceea ce reprezintă un bun indicator pentru condițiile climatice din timpul formării sedimentului. În unele cazuri, pe baza lor s-a putut face orizontarea petrofacială (ex. arfvedsonitul este caracteristic pentru loessurile din China ; glaucofanul și colofanul pentru cele din Ucraina ; andaluzitul pentru loessul din valea inferioară a Donului).

O fracție argiloasă foarte fină se adaugă materialului siltic. În cazul în care ea nu apare în cantitate prea mare este posibil să fie de natură detritică ; atunci cînd constituie un component determinant pentru rocă, ea este sigur de natură autigenă sau reprezintă produsul unei remanieri a materialului inițial.

În afara materialului detritic, loessul conține în cantități apreciabile (5—20%) carbonat de calciu autigen (sub formă de concrețiuni cu forme foarte variate — *păpuși de loess*), care indică importanța procesului de migrare a carbonaților în timpul și după sedimentarea materialului.

Loessul este un depozit poros, friabil, pulverulent, cu aspect masiv și, deși practic, necimentat, are o coeziune foarte mare (poate să formeze pereți verticali foarte înalți). Nu prezintă stratificație. Are orizonturi de sol fosil ; plasticitatea sa este redusă. Din punct de vedere textural, granulele au suprafață mată, rugoasă.

Originea loessului constituie o problemă foarte mult discutată ; au fost emise diverse ipoteze despre formarea sa, acordîndu-i-se origine cosmică, deluvială și proluvială sau considerîndu-l depunere fluviatilă, lacustră, eoliană.

Acceptarea de către cei mai mulți cercetători a naturii sale eoliene ridică imediat problema sursei de material. De unde provine cantitatea imensă de particule cu dimensiuni fine care au putut fi antrenate de către vînt ? În prezent sînt recunoscute două surse principale : regiunile deșertice și depunerile periglaciare de vîrstă cuaternară. Exemplu : pentru loessul din China, deșertul Gobi ; pentru cel din Europa centrală, depunerile fluvio-glaciare din fruntea calotei arctice.

În țara noastră loessul acoperă cca 17% din teritoriu, în Dobrogea, Cîmpia Română, sudul și nordul Moldovei, Oltenia, Cîmpia de Vest. Grosimi mari (de 30—40 m) are în partea estică a Bărăganului și în Dobrogea ; în Oltenia grosimea lui este sub 10 m.

Deşi la început a fost considerat a reprezenta un depozit exclusiv eolian, unii cercetători îl consideră astăzi a fi un depozit parţial proluvial; ei se bazează în asemenea consideraţii pe existenţa, în unele locuri, a unor intercalaţii detritice grosiere şi pe determinarea unor conţinuturi de spori şi polen foarte variate din punct de vedere ecologic, ceea ce indică şi o remaniere fluviatilă.

4.1.6. Cadrul tectonic şi cronostratigrafic

În sensul cel mai larg investigaţia petrografică a rocilor epiclastice vizează stabilirea poziţiei şi evoluţiei tectonice a ariei sursă care a generat materialul de origine şi a poziţiei bazinului în care acesta s-a acumulat. Încă din 1972, Krinine a interpretat compoziţia rocilor detritice pentru a preciza natura cratonică sau geosinclinală (orogenă) a bazinelor ce găzduiesc conglomerate şi gresii, iar Middleton (în 1960) a folosit compoziţia chimică pentru a defini caracterul „ensialic" sau „ensimatic" al materialului de origine.

În anii din urmă, Dickinson (1970) şi Crook (1974) şi apoi Dickinson şi Suczec (1979) apelează la caracterele petrofaciale ale rocilor epiclastice, în speţă la natura petrografică a constituenţilor litici, pentru a preciza cadrul tectostructural al vechilor bazine de sedimentare în termenii tectonicii globale şi, astfel, de a oferi posibilitatea unei corelări cu ciclul Wilson.

Analiza unui număr foarte mare de probe din epiclastite de vîrste foarte diferite, de la Cambrian la Actual, i-a condus pe autorii menţionaţi la posibilitatea de a grupa petrofaciesurile epiclastitelor în trei provincii tectonice majore (fig. 4.17):

— provincia continentală (a — cu bazine intercratonice; b — de fundament înălţat);

— provincia arcurilor magmatice (cu bazine „prearc", „interarc" şi „backarc");

— provincia orogenelor de coliziune din sectoare afectate de mişcări crustale convergente (cu bazine de: a — subducţie, b — orogene de coliziune şi c — „foreland", înălţat sau bazine remanente).

Provinciile continentale se caracterizează prin abundenţa cuarţului bine rulat (Q) şi raritatea fragmentelor litice, ceea ce ilustrează maturitatea avansată a depozitelor şi provenienţa lor din complexe metamorfice precambriene şi/sau reciclarea unor cuverturi sedimentare. Fundamentele înălţate generează arcoze — epiclastite bogate în feldspaţi şi litoclaste de granitoide.

Tectofaciesurile arcurilor magmatice sînt imature şi bogate în fragmente liice de natură vulcanică (Lv) şi plagioclazi; în arcurile vechi, de tip Andin, natura litoclastelor se apropie de cea a tectofaciesurilor continentale.

Tectofaciesurile orogenelor reciclate sînt caracterizate prin bogăţia în cuarţ şi litoclaste sedimentare (L_s) şi metasedimentare. Complexele de subducţie, „melange"-urile, conţin fragmente de silicolite, argilite, arenite litice, ofiolite; în cazul epiclastitelor derivate din orogene de coliziune şi bazine remanente, abundenţa cuarţului monocristalin (Q_m) poate sugera provenienţa din sedimente mature de cuvertură, iar cuarţul policristalin (Q_p) provenienţa dintr-o zonă de sutură.

Rocile epiclastice formate în ambianţa unor margini continentale divergente (pasive) şi, respectiv, convergente (active), vor prezenta caractere texturale, structurale şi petrografice, de asemenea, distincte. În bazinele situate pe margini pasive - tip Atlantic — epiclastitele sînt mature şi supermature,

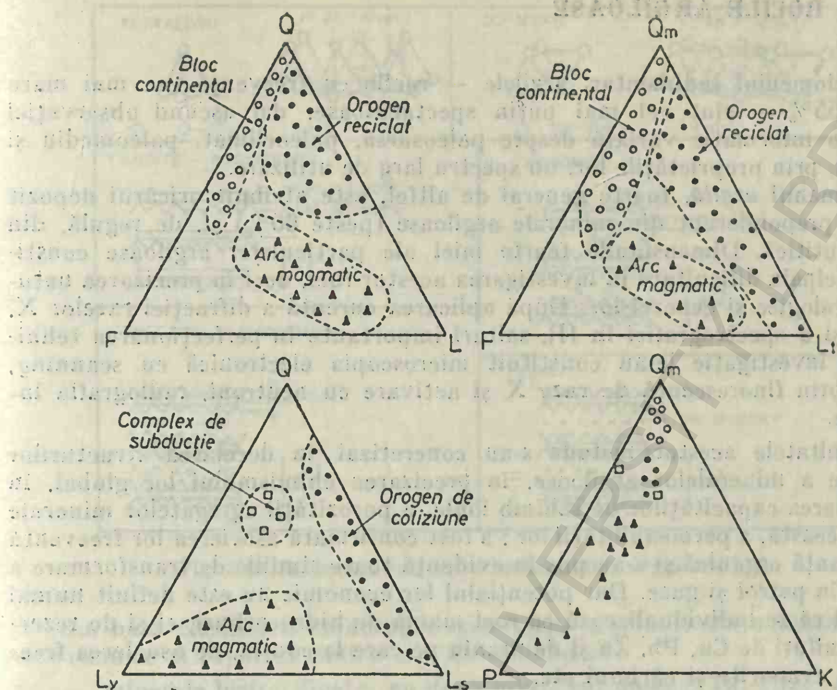


Fig. 4.17. Diagrame ternare ilustrînd compoziția modală a unor epiclastice în tectofaciesul provinciilor continentale, a arcurilor magmatice, a orogenelor de coliziune, a orogenelor reciclate și a complexelor de subducție [40].

sînt dominate de stratificații oblice și ondulații de curent, sînt bogate în cuarț și fragmente litice (gresii și conglomerate cuarțoase, conglomerate polimictice și gresii litice). În bazinele amplasate pe margini active — tip Pacific — sedimentele sînt imature și submature, prezintă frecvente mecanoglife și nu au structuri interne organizate ; curgerile gravitaționale și turbiditele, respectiv, paraconglomeratele și graywackele sînt tipurile de depozite care le corespund.

*

* *

Primele roci sedimentare care au apărut în evoluția scoarței terestre au fost, evident, epiclastice și au avut drept sursă, produsele magmatice în curs de consolidare : în timpul Arhaicului și Algonkianului ele au constituit fondul de material preexistent supus proceselor metamorfice. Conservate ca atare, cu trăsăturile lor primare, rocile epiclastice pot fi recunoscute și interpretate în termeni faciali, începînd cu Proterozoicul și, apoi, în toate perioadele geologice de la nivelul Cambrianului pînă în prezent. Indiferent de sistemul depozițional în care s-au format sau de cadrul tectonic în care au evoluat, scurgerea timpului geologic a condus la diversificarea petrofaciesurilor de la rocile cele mai vechi la cele mai noi și, în același sens, simplificarea proceselor diagenetice, scăderea gradului de coeziune și creșterea porozității (astfel, o parte din epiclastitele vechi pot să piardă — prin recristalizare și metasomatoză — o parte din caracterele primare, toate golurile inițiale să fie umplute, să apară neoformații de temperaturi și presiuni mai mari etc.).

4.2. ROCILE ARGILOASE

În domeniul sedimentar, argilele — rocile cu frecvența cea mai mare de 45—55% — sînt cel mai puțin spectaculoase, dar ascund observației directe o informație variată despre paleosursă, paleoclimat, paleomediu și conservă, prin proprietățile lor, un spectru larg de utilizare.

Termenul *argilă*, foarte general de altfel, este atribuit oricărui depozit alcătuit preponderent din minerale argiloase (peste 60%) și, de regulă, din fracție lutitică. Dimensiunile foarte mici ale particulelor argiloase constituie principala dificultate în investigarea acestor roci, deci în precizarea naturii mineralogice și genezei lor. După aplicarea curentă a difracției razelor X, a ATD și a spectrografiei în IR, salturi importante în perfecționarea tehnicilor de investigație le-au constituit microscopia electronică cu scanning, analiza prin fluorescență de raze X și activare cu neutroni, radiografia internă etc.

Rezultatele acestor metode s-au concretizat în decelarea structurilor reticulare a mineralelor argiloase, în precizarea chimismului lor global, în determinarea capacităților de schimb ionic, a porozității agregatelor minerale și, prin aceasta, a permeabilității lor ; a fost confirmată asocierea lor frecventă cu substanță organică și s-au pus în evidență toate stadiile de transformare a acesteia în petrol și gaze. Dar potențialul lor economic nu este definit numai de faptul că se individualizează ca roci mamă de hidrocarburi, ci și de rezervele de sulfuri de Cu, Pb, Zn și de uraniu pe care le conțin, de asocierea frecventă cu evaporite și cărbuni etc.

Punerea în evidență, prin metode rafinate de penetrare, a unor variate structuri sedimentare care indică proveniența acestor roci din foarte diferite medii depoziționale — fluviatile, lacustre, deltaice, marine, subnivale sau chiar subaeriene — a făcut astăzi din argile un „capitol" cu o problematică largă care se bucură din partea geologilor de un interes crescînd.

4.2.1. Mineralogie și chimism

Compoziția argilelor este dominată de fracțiunea silicatică și este completată de carbonați, oxizi, sulfați, sulfuri și substanță organică. Ponderea mare a mineralelor argiloase imprimă principalele proprietăți fizice ale acestora (densitatea permeabilitatea, capacitatea de gonflare, schimbul ionic, plasticitatea, tixotropia), iar amestecul lor cu alte fracțiuni, în special, carbonați și silice determină termeni de tranziție spre calcare și silicolite. Dimensiunile micronice ale tuturor constituenților nu permit o grupare facilă după criterii morfometrice, structurale sau genetice. Separarea făcută cu ani în urmă în pelitoliți (fracțiune alogenă) și sialiți (fracțiune autigenă) s-a dovedit greu de demonstrat.

Minerale argiloase. Sub numele *minerale argiloase* se desciu, de obicei' hidroxisilicații de Al (uneori cu Na, Ca și K) cristalizați în sistemul monoclinic și caracterizați prin structuri reticulare planare, ușor descifrabile prin difracția razelor X. Structura stratificată a mineralelor argiloase este determinată de combinarea într-un plan reticular a două nivele cationice : un nivel în care Si apare în coordinație tetraedrică cu O. OH, cunoscut sub numele de *nivel tetraedric* (Te), și un nivel în care Al apare în coordinație octaedrică cu O. OH — *nivelul octaedric* (Oc) (fig. 4.18).

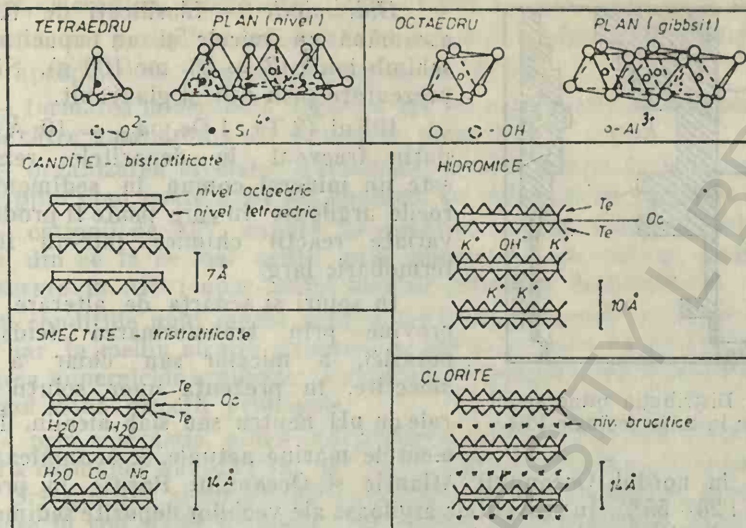


Fig. 4.18. Structura internă a mineralelor argiloase [61].

La baza clasificării moderne a mineralelor argiloase stă numărul nivelelor cationice și raportul dintre ele, deosebindu-se:

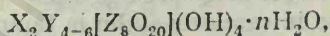
— minerale bistratificate, cu două nivele cationice (1Te : 1Oc) : candite ;

— minerale tristratificate, cu trei nivele cationice (2Te : 1Oc) : hidromice, smectite, vermiculite ;

— minerale dublu stratificate (2 Te : 2 Oc), cu patru nivele cationice : clorite ;

— minerale fibroase, tristratificate : atapulgit și sepiolit.

Mineralele argiloase se pot caracteriza prin următoarea formulă chimico-structurală :



$$X_2Y_{4-6}[Z_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O,$$

în care : X este K^+, Na^+, Ca^{2+}

Y — Al^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Ti^{4+}

Z — Si^{4+}, Al^{3+}.

Canditele sînt filosilicați aluminoși cu capacitate de adsorbție și schimb ionic reduse ($T = 0-15$ me/100 g), care nu-și măresc volumul prin adiție de apă : caolinit, dickit, nacrit, halloysit.

Caolinitul (1 Te : 10 c ; $d_{001} = 7$ Å) are un interval de stabilitate termodinamică mare (25—300°C și 1—2 kb presiune) ; el se întîlnește ca produs de neoformație în soluri și scoarțe de alterare, cît și ca produs remaniat (claste), în sedimente și roci.

În depozitele reziduale și soluri se formează în condițiile unui climat cald și umed, cu precipitații abundente și la un pH acid ; în sedimentele actuale se concentrează la gurile de vărsare ale fluviilor ce traversează zona ecuatorială, iar în rocile polimictice este mai abundent în depozitele cainozoice decît în cele mezozoice și paleozoice (fig. 4.19).

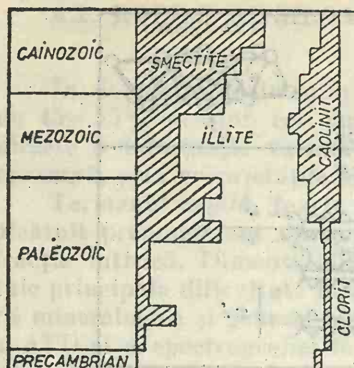


Fig. 4.19. Distribuţia mineralelor argiloase în timp geologic [61].

Hidromicele — filosilicaţi de K — se aseamănă cu micele şi au capacitatea de schimb ionic (T = 38 me/100 g). Sînt reprezentate prin illit şi glauconit.

Illitul (2 Te : 1 Oc, d_{001} = 10 Å), mai puţin frecvent în depozitele reziduale, este un mineral comun în sedimentele şi rocile argiloase în care poate fi produs prin variate reacţii chimice într-un interval termobaric larg.

În soluri şi scoarţa de alterare, illitul provine prin transformarea feldspaţilor potasici, a micelor sau chiar a unor smectite, în prezenţa unor soluţii naturale cu pH neutru sau slab alcalin. În sedimentele marine actuale, se acumulează preferenţial în nordul Oceanului Atlantic şi Oceanului Pacific în proporţii variabile : 26—55%. În secvenţele argiloase ale vechilor depozite sedimentare, creşte cantitativ în cele care au suferit un grad avansat de îngropare.

Glauconitul (2 Te : 1 Oc, d_{001} = 10 Å) este un mineral comun în sedimentele şi rocile care au evoluat într-un mediu marin cu energie de bazin scăzută şi sedimentare lentă, care să fie permis, în condiţiile unui Eh apropiat de zero, fixarea Fe^{2+} şi Fe^{3+}. Mineralul este stabil la temperaturi scăzute în zonele de migrare chimică de la interfaţa sediment/apă şi nu suferă modificări chimice importante în timpul îngropării.

Smectitele — hidrosilicaţi de Na, Ca, Fe, Al — au cea mai mare capacitate de schimb ionic (T = 115 me/100 g) şi, de aceea, prezintă bune proprietăţi absorbante. Sînt minerale uşor expandabile în prezenţa apei. Cuprind : montmorillonit, beidelit, nontronit.

Montmorillonitul (2 Te : 1 Oc, d_{001} = 14 Å) este cel mai frecvent mineral dintre smectite, concentrîndu-se atît în produse reziduale (soluri şi scoarţă de alterare) dezvoltate pe roci magmatice şi sticle vulcanice cît şi în diferite sedimente şi roci argiloase în care este stabil la temperaturi joase, 80—100°C. Transformarea produselor endogene în montmorillonit are loc în condiţiile unui potenţial redox negativ şi pH alcalin. În sedimentele actuale depăşeşte 50% şi se concentrează în mîlurile din partea de sud a oceanelor Atlantic şi Pacific departe de ţărm (în raport cu caolinitul, de pildă).

Cloritele (2 Te : 2 Oc ; d_{001}=14 Å) se asociază frecvent cu mineralele argiloase şi se diferenţiază în funcţie de natura cationilor : ortoclorite cu Mg^{2+} şi leptoclorite cu Fe^{2+} şi Fe^{3+}. Ortocloritele apar la un pH alcalin fie ca neoformaţii în soluri şi scoarţe de alterare, fie în sedimente în dreptul coastelor din zonele temperate şi subpolare, fie în roci argiloase, în care pot fi primare alogene sau diagenetice. Leptocloritele se formează prin alterarea unor roci bazice sau bogate în biotit sau prin precipitarea directă în medii marine sărace în oxigen.

Atapulgitul şi *sepiolitul* (structură fibroasă, d_{001} = 10 Å şi, respectiv, 12 Å) sînt silicaţi de magneziu ce apar în medii alcaline, saline şi hipersaline, în condiţiile scăderii p_{CO_2} şi creşterii concentraţiei de SiO_2 dizolvat.

Sinteza mineralelor argiloase. Rezultatele cercetărilor experimentale întreprinse de-a lungul anilor de către Caillere, Henin, Robichet, DeKimpe,

Fripiart, Herbillon, Pedro etc. (1956–1962) și sintetizate de Millot (1964) au demonstrat posibilitatea formării mineralelor argiloase în condiții termobarice apropiate de parametrii exogenezei. Astfel :

— formarea mineralelor argiloase are loc prin fixarea silicei libere în soluție de către un hidroxid cu structură planară ;

— organizarea nivelelor tetraedrice cu Si^{4+} începe de la o concentrație de 10 ppm cînd poate avea loc cuplarea cu hidroxizi de tip filitic ;

— cationii de Al^{3+} capătă coordinarea 6 prin scăderea *p*H-ului (în mediu din ce în ce mai acid), prin desaturare de cationi străini și suprasaturare în Al^{3+} ; apar astfel nivelele gibssitice (octaedrice).

În condițiile unui mediu acid se formează minerale cu structura 1 Te : 1 Oc, iar în mediu alcalin structuri de tip 2 Te : 1 Oc. După Pedro și Millot formarea mineralelor argiloase în condiții de temperatură și presiune scăzute urmează două direcții principale :

— prin sustracție, adică îndepărtarea prin levigare din materialul parental a cationilor solubili (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) a cationilor schimbabili (Fe^{2+}, Ba^{2+}, Sr^{2+}), a Si^{4+} și apoi a Al^{3+}, ceea ce conduce, în natură, la neoformații argiloase în trei stadii succesive : sericit-illit, montmorillonit și caolinit ;

— prin adiție de cationi solubili și interschimbabili în medii alcaline ; se formează montmorillonit, vermiculit clorit, atapulgit.

Sinteza caolinitului se realizează la un *p*H acid, prin aderarea nivelelor tetraedrice de SiO_4^{4-} la structurile brucitice formate anterior ca urmare a hexacoordonării Al^{3+} ; cînd Si^{4+} este insuficient, produsele finale sînt cele lateritice.

Sinteza smectitelor este, de asemenea, controlată de *p*H (alcalin) și concentrația cationică ; procesul începe cu organizarea straturilor brucitice, prin precipitarea Mg^{2+} pe care se fixează nivelele tetraedrice cu Si^{4+}.

Illitul, sericitul și cloritul nu au putut fi realizate în condițiile termobarice specifice exogenezei.

Carbonații — calcitul, dolomitul, sideritul, ankeritul — se întîlnesc în cantități variabile și în argile formate în diferite condiții genetice. În depozitele marine calcitul exprimă variațiile limitei de compensație a carbonaților și ale *p*H-ului mediului, iar dolomitul tendința de trecere la medii hipersaline și peritidale. Sideritul și ankeritul, individualizați sub formă de concrețiuni, exprimă un *Eh* intermediar, spre negativ, în timpul diagenezei.

Oxizii și hidroxizii de fier (hematitul, goethitul, lepidocrocitul, limonitul, dintre cei mai frecvenți) apar sub formă de pelicule la suprafața „foițelor" minerale argiloase sau sub formă de concrețiuni în masa unor astfel de agregate. Ei imprimă unor mîluri actuale culoarea roșie și semnifică controlul potențialului redox pozitiv asupra mediului de sedimentare. Nu trebuie neglijată și posibilitatea apariției lor în momente post depoziționale prin migrarea ascendentă sau descendentă, centrifugă sau centripetă a soluțiilor cu Fe^{3+} prin masa depozitelor respective.

Sulfații (gipsul, anhidritul, baritina) apar sub formă de concrețiuni sau cruste, în masa sau la suprafața unor argile a căror soluții interstițiale au avut un caracter hipersalin.

Sulfurile. Dintre sulfuri, cele de fier se formează cel mai frecvent în bazinele în care se acumulează sedimente argiloase și în care se realizează medii anaerobe, reducătoare. În aceste condiții, Fe^{3+} adsorbit în mineralele argiloase devine instabil ; în prezența sulfului din compușii organici și a reducerii anionului SO_4^{2-} din apele interstițiale se formează hidrogenul sulfurat și are loc trecerea Fe^{3+} în Fe^{2+}. Reacțiile care se petrec ulterior între H_2S și Fe^{2+} conduc la formarea hidrotroilitului — amestec de makinawit (FeS — amorf) și greigit (Fe_3S_4 — amorf) — și melnicovitului. În cazul existenței în soluție a altor cationi metalici — Cu, Pb, Zn — se crează condiții de precipitare și pentru alte sulfuri (calcopirită, galenă, blendă). În vechile depozite argiloase, fazele stabile sînt cristalizate ca pirită și marcasită sub formă de concrețiuni, noduli, aglomerări de cristale idiomorfe sau aspecte mamelonare.

Siliceа apare ca opal, calcedonie și cuarț. Opalul și calcedonia se formează probabil diagenetic și se individualizează sub formă de lentile, cuiburi, noduli. Cuarțul de dimensiuni siltice sau lutitice, este, de regulă, alogen și poate avea, în parte, origine eoliană ; atinge o frecvență de pînă la 30% și se concentrează în faciesurile proximale ale sedimentelor marine.

Feldspații plagioclazi și ortoclazi pot apărea în argile sub formă de constituenți atît alogeni, cît și autigeni (albit, ortoclaz), cu o participare ce nu depășește de obicei 4%. Identificarea lor și separarea față de cuarț (cu care adesea se poate confunda) rămîne, datorită dimensiunilor mici ($\varnothing < 0,01$ mm), o problemă delicată.

Zeoliții (phillipsitul și clinoptilolitul) apar, de regulă, ca produse de transformare a vitroclastelor sau ca neoformații autigene în mîlurile din lacurile sărate (analcim) ; în argilele vechi corespund domeniului anchimetamorfismului.

Compuși organici. Sedimentele lutitice actuale, cînd se acumulează rapid sau au suprafața într-un mediu anoxic, bacterian, conservă substanțele organice rezultate prin moartea și acumularea organismelor vegetale și animale. Biopolimerii prezenți în aceste organisme — proteine, carbohidrați, lipide și lignină — suferă o degradare microbiană și trec în biomonomeri — peptide, aminoacizi, zaharuri, glicerol, acizi grași, fenoli, acizi aromatici și gaze (NH_3, CH_4, H_2S, CO_2, H) care se conservă ca atare sau, pe măsura îngropării, trec în geopolimeri — kerogen, substanțe cărbunoase și bitumene (vezi tabelul 4.6). Sedimentele bogate în compuși organici nestabili și derivate clorofilice poartă denumirea *sapropel* și au calitatea de a adiționa V, Ni, Mo, U.

Tabelul 4.6. **Principalele substanțe organice din alcătuirea organismelor vegetale și animale — Compoziție procentuală**

	Proteine [%]	*Carbohidrați* [%]	*Lignină* [%]	*Lipide* [%]
Organisme vegetale				
Arborescente	1	66	29	4
Phytoplancton	23	66	—	11
Diatomee	29	63	—	8
Spori	8	42	—	50
Organisme animale				
Zooplancton	60	22	—	18
Microorganisme	65	25	—	10
Nevertebrate	70	20	—	10

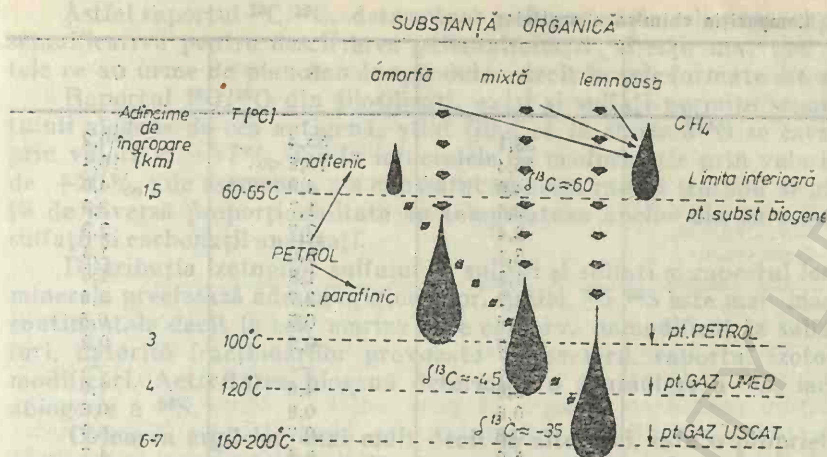


Fig. 4.20. Diageneza substanței organice și producerea hidrocarburilor fluide și gazoase în funcție de temperatura [48].

În argile, materia organică se conservă în două forme distincte:

1) *fitoclaste* — substanțe vegetale structurate: palinomorfi și macerale sau litotipi (vitrinit, exinit sau vitrit, fusit etc.);

2) *kerogen*, un geopolimer relativ stabil, produs de transformare a substanței humice, format din lanțuri lungi de hidrocarburi cu greutate moleculară mare (este instabil în solvenți organici). După originea sa, se disting două tipuri genetice: kerogen „cărbunos", cu caracter aromatic derivat din substanțele organice ale plantelor vasculare bogate în lignină și conținut de hidrogen mai scăzut, și kerogen „necărbunos", cu caracter alifatic derivat din alge acvatice.

Fitoclastele sînt utilizate la corelarea argilelor fanerozoice și precizarea zonei de țărm, iar kerogenul — prima treaptă a diagenezei sapropelului — datorită sensibilității colorimetrice la schimbările de temperatură este utilizat la fixarea adîncimii de îngropare și precizarea gradientului geotermic respectiv (fig. 4.20).

CHIMISMUL ȘI CULOAREA ARGILELOR

În linii generale, compoziția chimică globală a argilelor variază în limite strînse, și reflectă, desigur, compoziția lor mineralogică și organică. Datele prezentate în tabelul 4.7 arată conținuturi relativ ridicate de Al_2O_3 față de alte roci și conținut mare de carbon organic. Raportul $Al_2O_3 + K_2O/MgO + Na_2O$ a început să fie utilizat de cercetători (B. Jörlykke, 1974) ca un indicator al provenienței materialului de origine din arcurile insulare, iar raportul Mg^{2+}/Ca^{2+} ca un indicator de salinitate (creșterea lui sugerînd acumularea argilelor în faciesuri salmastre, marine și hipersaline). De asemenea, conținutul de alcalii, în special K_2O, în argilele sedimentate și bogate în fracțiune alogenă apare mai mare o dată cu creșterea distanței față de aria sursă.

Microelementele frecvent prezente în argile (tabelul 4.8) sînt reprezentate prin Cu, Pb, Zn, Mo, V, U, As, B, Li, Ga și se concentrează fie concomitent

Tabelul 4.7. **Compoziția chimică a argilelor**

	A	B	C
SiO_2	58,1	55,4	60,2
Al_2O_3	15,4	13,8	16,4
Fe_2O_3	4,0	4,0	4,0
FeO	2,4	1,7	2,9
MgO	2,4	2,7	2,3
CaO	3,1	6,0	1,4
Na_2O	1,3	1,8	1,0
K_2O	3,2	2,7	3,6
TiO_2	0,6	0,5	0,8
P_2O_5	0,2	0,2	0,2
MnO	—	—	—
CO_2	2,6	4,6	1,5
SO_3	0,6	0,8	0,6
C	0,8	0,7	0,9
H_2O	5,0	5,6	4,7
Total	99,7	100,5	100,5

A — media a 78 analize de argile (din Clark, 1924);
B — media a 27 analize de argile mezozoice și terțiare (Clark, 1924);
C — media a 51 analize de argile paleozoice (Clark, 1924).

Tabelul 4.8. **Conținutul mediu în elemente minore al argilelor marine**

Elementul chimic (simbol)	Abundența în ppm din greutate	Abundența în atomi/10^6 atomi de oxigen
As	13	5
Ba	580	130
B	100	290
Cu	45	22
F	740	1 200
Ga	19	8
Pb	20	3
Li	66	290
Mn	850	480
Ni	68	36
P	210	45
Sr	300	110
S	2 400	2 300
V	130	80
Zn	95	45

cu substanța organică (în special U, Mo, Cu, Pb, Zn), fie cu modificarea salinității apelor (B și Li cresc în apele sărate) (tabelul 4.9).

Compoziția izotopică a argilelor — $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, $^{34}S/^{32}S$ — ca și în cazul altor roci (calcare, dolomite, evaporite etc.) apare alături de alte trăsături ale lor ca un indicator petrogenetic vizînd natura constituenților și mediul lor de acumulare.

Astfel raportul $^{13}C/^{12}C$, determinat pe kerogen și carbonați, capătă valori semnificative pentru descifrarea paleosalinității; el este mai mic în depozitele ce au urme de plancton de apă dulce, decît în cele formate din ape sărate.

Raportul $^{18}O/^{16}O$ din filosilicați, oxizi și sulfați permite separarea fracțiunii alogene de cea autigenă, știut fiind că în claste $\delta^{18}O$ se caracterizează prin valori $< +17‰$, iar în mineralele de neoformație prin valori mai mari de $+26‰$; de asemenea, s-a constatat că acest raport izotopic se află în relații de inversă proporționalitate cu temperatura apelor din care s-au separat sulfații și carbonații analizați.

Distribuția izotopilor sulfului în sulfuri și sulfați și raportul lor în aceste minerale precizează adesea originea lor. Astfel, $^{32}S/^{34}S$ este mai mare în apele continentale decît în cele marine și se conservă nemodificat în sulfați. În sulfuri, datorită fracționărilor provocate de bacterii, raportul izotopic suferă modificări. Activitatea biogenă determină o acumulare a ^{32}S, iar procesele abiogene a ^{34}S.

Culoarea argilelor, mai mult decît la alte roci, este o proprietate optică utilizată frecvent pentru corelări litostratigrafice și este observată, cu interes, pentru semnificațiile sale legate de variațiile de chimism și, implicit, de parametrii fizicochimici ai mediului depozițional sau postdepozițional. În ciuda faptului că primele interpretări ale culorii argilelor — roșie și/sau verde, de exemplu — au fost legate de calitatea mediului în care s-au acumulat (oxidant, respectiv, reducător), ulterior s-a putut dovedi că ea exprimă o trăsătură secundară, tîrzie, căpătată într-o anume etapă diagenetică.

Fără a căuta în culoare o semnificație sedimentogenetică univocă, observarea și calitatea ei ne pot da însă o indicație asupra chimismului global, a mineralogiei dominante, a frecvenței și maturității substanței organice și a dimensiunii particulelor constituente. Potter et al. (1980) au apreciat că nuanța culorii argilelor este constant controlată de conținutul de C organic și raportul Fe^{3+}/Fe^{2+} (fig. 4.21).

Astfel, creșterea conținutului de C organic impune instalarea culorilor cenușiu, și negru, iar scăderea gradului de oxidare a fierului atrage după sine trecerea de la roșu, prin purpuriu, la verzui și verde oliv. Se constată, în acest

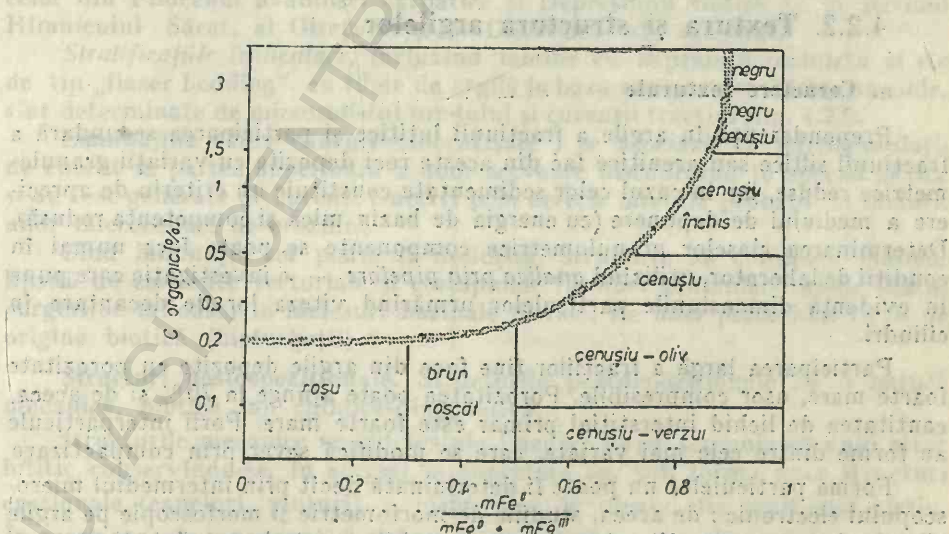


Fig. 4.21. Culoarea argilelor și factorii care o determină [48].

Tabelul 4.9. **Conținutul de Bor al argilelor formate în diferite medii chimice**

Proveniența probei	Facies marin [ppm]	Facies salmastru [ppm]	Facies dulcicol [ppm]
Westfalia (R.F.G.)	100–200	45–110	15–80
Marea Britanie	300	—	150
Pennsylvania	80	—	60

context, o corelație aproape directă între culorile închise datorate creșterii conținutului de C organic, ca o dovadă a instalării unui mediu reducător în care substanța organică se poate conserva, și ponderea crescută a Fe^{2+}, stabil în mediu reducător. Desigur că prin astfel de conexiuni s-ar putea ajunge și la cîteva semnificații sedimentologice, legate în special de instalarea condițiilor de acumulare și conservare a substanței organice în bazinele în care se depunea fracțiune lutitică (rata de sedimentare mică a altor componenți, lipsa oxigenului pe fundul bazinului etc.).

Prezența carbonaților alături de mineralele argiloase conduce treptat la instalarea culorilor deschise — bleu, gălbui, verzui, cenușiu deschis —, iar prezența piritei determină culoarea neagră (dar specifică și depozitelor acumulate în medii restrictive și în cîmpii tidale și estuare).

Dintr-un alt punct de vedere se poate constata cum contaminarea fracțiunii lutitice cu fracțiunea siltică și/sau arenitică fină atrage după sine o modificare a culorii de la negru la cenușiu deschis și galben ; modificarea este vizibilă în ritmurile milimetrice ce alcătuiesc ritmitele sau varvele din mediile glaciolacustre, perioditele cîmpiilor aluviale etc.

Dincolo de aceste sugestii oportune în cercetările de teren, analiza culorii argilelor nu trebuie nici pe departe să constituie o metodă singulară în descifrarea chimismului și istoriei depoziționale a acestor roci.

4.2.2. Textura și structura argilelor

a. Caractere texturale

Preponderența în argile a fracțiunii lutitice și participarea secundară a fracțiunii siltice sau arenitice fac din aceste roci depozite cu variații granulometrice reduse, iar în cazul celor sedimentate constituie un criteriu de apreciere a mediului de depunere (cu energia de bazin mică și competența redusă). Determinarea claselor granulometrice componente se poate face numai în condiții de laborator, utilizînd *analiza prin pipetare* — o investigație care pune în evidență dimensiunile particulelor urmărind viteza lor de decantare în cilindri.

Participarea largă a fracțiilor fine face din argile depozite cu porozitate foarte mare, ușor compresibile. Porozitatea poate ajunge la 70% și de aceea, cantitatea de lichid interstițial primar este foarte mare. Porii interparticule au forme dintre cele mai variate, care se modifică sever prin compactizare

Forma particulelor nu poate fi determinată decît prin intermediul microscopului electronic ; de aceea, studiile de morfometrie și morfoscopie pe argile sînt puține și nesemnificative pentru a stabili o relație privind distanța și regimul lor de transport.

b. Structura

Dată fiind ocurența foarte variată a argilelor — în soluri și depozite reziduale, în sedimente continentale și marine, în secvențe litologice groase, alături de epiclastite, calcare și evaporite, silicolite etc. — structurile argilelor sînt și ele foarte diverse și au semnificații distincte.

Excluzînd din discuție argilele reziduale, rămîne să facem o scurtă prezentare a structurilor ce caracterizează argilele sedimentate (tabelul 4.10).

Ca și în cazul epiclastitelor, relațiile spațiale dintre constituenții argilelor se stabilesc și se desăvîrșesc prin procese depoziționale de natură mecanică, chimică și biotică și vizează atît masa depozitului (prin structurile interne), cît și suprafața de separație dintre strate (prin structuri superficiale). Structurile specifice acestor categorii de roci capătă frecvent semnificații ambientale și, uneori , geopetale.

Structuri depoziționale construcționale. Procesele hidrodinamice care guvernează individualizarea de structuri mecanice în argile sînt flocularea (acreționarea), transportul în suspensie și decantarea, tracțiunea, peletizarea și pierderea coeziunii matricei și a fluidului interstițial ; cu cîteva excepții (curgerile mîloase), ele se manifestă în micromedii cu energie de bazin scăzută și competență mică a curenților tractivi.

Unitățile structurale fundamentale — *stratul* și *lamina* — descresc în grosime proporțional cu creșterea cantitativă a fracțiunii lutitice și scăderea fracțiunii siltice și arenitice.

Stratificația (și/sau *laminația*) *paralelă*, orizontală și, adesea, continuă, de multe ori criptică, rămîne structura cea mai semnificativă a lutitelor și este expresia alternanței unor strate sau lamine cu compoziție mineralogică, chimică, granulometrică distinctă, acumulate uniform și regulat în medii liniștite ; limitele nete dintre microsecvențe marchează schimbări sezoniere în regimul de sedimentare (legate de aportul terigen, salinitate, stratificație termică, chimismul apelor, producția organică etc.). Rocile cu astfel de structuri — de tipul *varvelor* — corespund unor ritmite sau periodite. Exemplul celor din Pliocenul avanfosei carpatice și Depresiunii Getice — în bazinul Rîmnicului Sărat, al Oltețului și al Gilortului este relevant.

Stratificațiile lenticulare, incluzînd lamine cu suprafața ondulată și ele de tip „flaser bedding“, cu filme de argilă în baza unor seturi siltice concoide, sînt determinate de microrelieful fundului și curenții tractivi (fig. 4.22).

Laminațiile oblice (uneori „încrucișate“) se asociază cu microondulații de curent la partea superioară a unor secvențe discontinui, în special siltice și au fost generate de curenți tractivi prin acreție laterală probabil în incinta unor microcanale de eroziune.

Cînd laminația nu poate fi deslușită, structura se consideră *masivă,* lipsită de elemente vectoriale și corespunde fie unei acumulări rapide (cazul curgerilor mîloase) în faciesuri bazinale distale, fie unei perturbări tîrzii de origine biotică (bioturbații).

Structuri postdepoziționale. Structurile postdepoziționale au o natură mecanică, biotică sau chimică-diagenetică.

Structurile mecanice se pot instala imediat după acumularea unui strat lutitic conservîndu-se, în special la suprafața sa, sub forma unor structuri erozionale (caneluri, șanțuri), a picăturilor de ploaie, fie mult mai tîrziu. În acest caz, ele reprezintă structuri de deshidratare — *poligoane de contracție* subaeriană sau subacvatică, iar în cazul asocierii argilelor cu gresii sau calcare,

Tabelul 4.10. **Principalele tipuri de structuri sedimentare în rocile argiloase**

- I DEPOZIȚIONALE (MECANICE)
  - INTERNE
    - Stratificații-laminații
      - — paralele
        - — continui
        - — discontinui
      - — lenticulare
      - — „flaser bedding"
      - — ondulate
    - Masive
      - — curgeri mîloase
  - SUPERFICIALE
    - Ondulații (micro-)
      - — de valuri și curenți
    - Caneluri și canale
      - — riduri
- II POSTDEPOZIȚIONALE
  - MECANICE
    - INTERNE
      - Diapire și injecții hidroplastice
      - Lamine convolute
    - SUPERFICIALE
      - Crăpături de uscare (poligoane de contracție)
      - Structuri de suprasarcină („load casts")
  - BIOTICE
    - INTERNE / SUPERFICIALE
      - Bioturbații
        - — figurative
        - — deformative
      - Bioglife
  - DIAGENETICE
    - Concrețiuni
    - Rubanări
    - Con în con
    - Gliptomorfoze

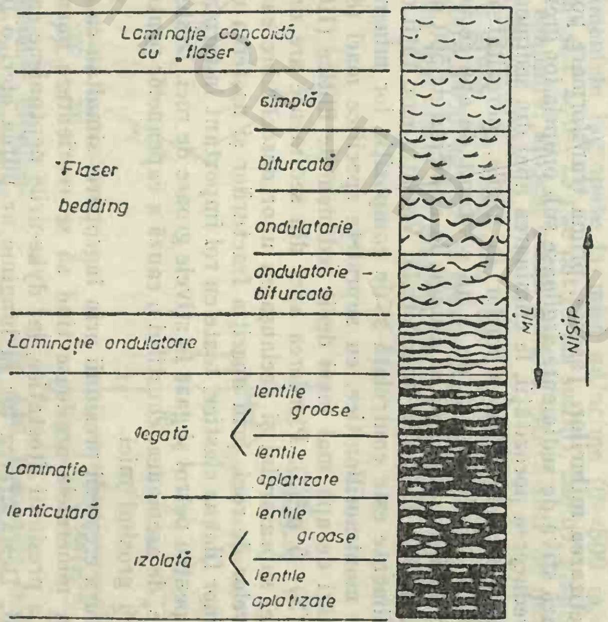


Fig. 4.22. Terminologia folosită pentru descrierea secvențelor lutitice interstratificate cu silt și arenit [48].

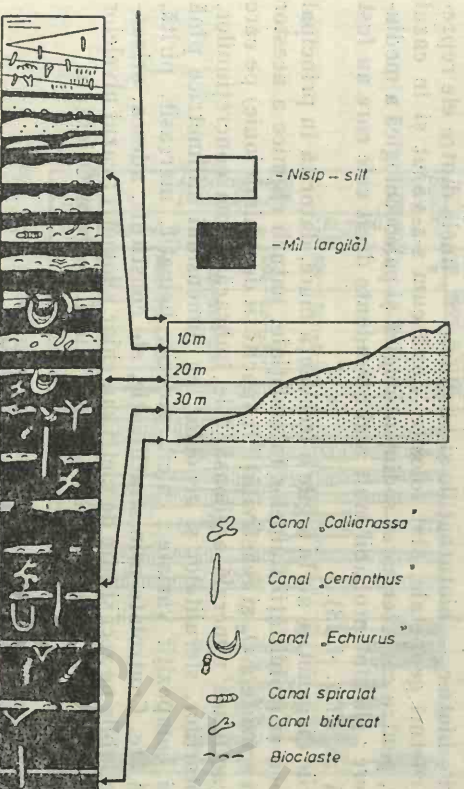


Fig. 4.23. Structuri de bioturbație specifice argilelor acumulate la diferite adîncimi în sistemele perilitorale și de șelf intern [48].

structurile sînt de tasare diferențială (de suprasarcină, tip *load casts*, *dish structures*) și structuri deformaționale, de curgere sau injecție hidroplastică : laminații convolute, diapire cum apar, de exemplu, în secvențele flișoide sau molasice din Carpații Orientali și Depresiunea Getică.

Structurile biotice — bioturbațiile și bioglifele —, unele dintre ele reprezentînd și structuri geopetale, sînt folosite, după cum s-a văzut și în cazul epiclastitelor, pentru caracterizarea sedimentologică și paleoecologică a mediului de depunere ; ele sînt probabil mult mai abundente decît cele care au fost descrise pînă azi (fig. 4.23).

Structurile diagenetice au în argile o frecvență mare, datorită în principal porozității rocii și mobilității fluidelor interstițiale, naturii chimice a acestor fluide, valorii scăzute a O_2 și reactivității (capacității de schimb ionic) pe care o prezintă fracțiunea minerală argiloasă. Ele îmbracă forma concrețiunilor, nodulilor septariilor, sferulitelor și geodelor, cu dimensiuni milimetrice pînă la metrice și compoziții variate : calcit, siderit, hematit, marcasit, pirită, gips, baritină etc. Controlate prin stratificație, ele constituie, adesea, orizonturi reper corelabile pe zeci și sute de metri sau chiar kilometri ; cazul nivelelor cu sferosiderite din Unitatea șisturilor negre, flișul Carpaților Orientali.

4.2.3. Diageneza mîlurilor și argilelor

Trecerea mîlurilor sau sedimentelor argiloase în roci consolidate — argile — este un proces lent care cuprinde modificări fizico-mecanice și modificări mineralogice. Majoritatea transformărilor sînt facilitate de dimensiunile mici ale particulelor constituente, de suprafața lor specifică foarte mare, de natura și compoziția apelor interstițiale, de abundența sau lipsa substanței organice.

Compactizarea mîlurilor. Tasarea, prima transformare postdepozițională care afectează stiva de sedimente argiloase sub propria lor greutate, conduce, paralel cu reducerea porozității, la eliminarea apei din sedimente.

În timpul transformării mîlurilor în argile, porozitatea se reduce cu cca 50% (fig. 4.24). Simultan, de la un conținut de apă ce variază între 50 și 80% în mîlurile superficiale se ajunge, la adîncimi de 500 m, în sedimente consolidate, la 30–40% apă interstițială. Variația cantității de apă interstițială în sedimente este controlată și de compoziția lor mineralogică. Astfel, sedimentele montmorillonitice, cu suprafețe specifice mari (800–600 m^2/g) rețin cantități de apă mai mari decît sedimentele illitice (100–65 m^2/g) și caolinitice (30–5 m^2/g). Pierderea apei din sedimente are drept consecință apariția unei suprasarcini și declanșarea unor dezechilibre care pot provoca ruperea stivelor de roci, prin apariția fracturilor și nașterea unor diapire de argile și a unor filoane clastice, toate cu rol important în formarea de capcane structurale pentru petrol și gaze în stivele groase de roci. Deshidratarea smectitelor poate, de asemenea, constitui o cauză a capcanelor pentru hidrocarburi în stivele cu grosimi mici.

Pe măsura creșterii presiunii prin îngropare, simultan cu eliminarea apei interstițiale, mineralele argiloase tind să se reorienteze normal pe direcția de aplicare a presiunii litostatice, iar dyke-urile neptuniene capătă un aspect contorsionat. Desfășurarea lor în lungime ar putea oferi o indicație asupra grosimii inițiale a stivei de roci aflate sub presiune.

Mineralele bistratificate, de tipul canditelor, au totdeauna o orientare mai bună, ceea ce face ca microstratificația rocilor cu astfel de minerale să fie mai evidentă decît a celor cu minerale de tipul smectitelor (tristratificate).

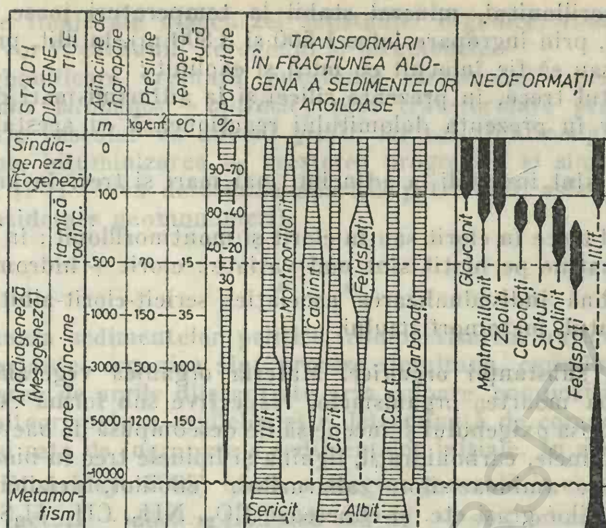


Fig. 4.24. Modificări mineralogice și chimice în argile în diferite stadii diagenetice [50].

Reacții minerale în argile. Capacitatea de reacție a sedimentelor lutitice și a argilelor cu suprafețe specifice foarte mari crește mult în timpul îngropării progresive ; în condițiile creșterii temperaturii și presiunii, unele minerale devin instabile și în locul lor apar altele. În raport cu adîncimea de îngropare se disting două stadii de autigeneză :

1. În sedimentele îngropate la mică adîncime (0—500 m, la presiuni de 0—70 kg/cm² și T = 0—15°) se pot forma sulfuri, zeoliți, glauconit, carbonați, albit, iar caolinitul alogen, stabil pînă la cîteva sute de metri, trece în prezența Fe și Mg în clorit.

2. În stive groase de sedimente (500—10 000 m, la presiuni cuprinse între 70 și 2 000—3 000 kg/cm² și temperaturi de 15—200°C), modificările mineralogice sînt mai lente, dar mai complexe (fig. 4.25 și 4.26) :

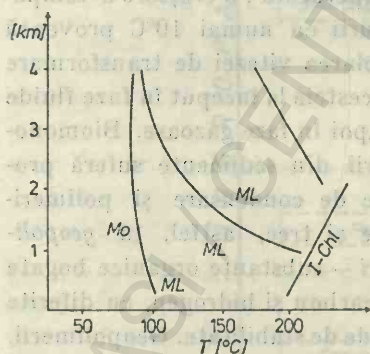


Fig. 4.25. Stabilitatea filosilicaților în procesul de alterare și cel de diageneză [48] : Mo — montmorilonit expandabil ; Ml — montmorillonit slab expandabil, structuri mixte ; I — illit ; Chl — clorit.

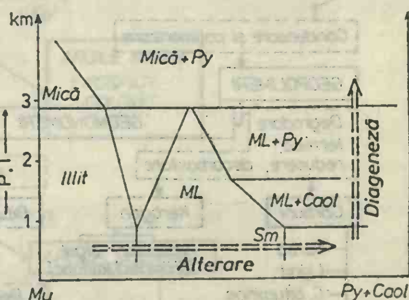


Fig. 4.26. Domeniile termice și batimetrice de stabilitate a principalelor minerale argiloase [43] : Ml — montmorillonit ; Py — pirofilit ; Caol — caolinit ; Sm — smectite.

— montmorillonitul, mineral stabil la temperaturi joase (80—100°C), tinde să treacă, prin îngropare între 1 500 și 3 800 m), în illit, prin fixarea K din feldspați, sau să fie înlocuit cu mică și caolinit ;

— caolinitul trece, în prezența silicei și la adîncimi mari de îngropare, în pirofilit, iar în prezența dolomitului reacționează cu acesta și formează calcit și clorit ;

— zeoliții sînt instabili la adîncimi mai mari și trec, în prezența SiO_2, în albit ;

— biotitul trece în clorit sau în clorit și montmorillonit ; în seriile foarte groase neoformațiile pe biotit sînt mai variate : clorit + hidromice + cuarț.

În anchizonă individualizarea asociației sericit-clorit-albit-pirofilit sugerează începutul metamorfismului.

Diageneza substanței organice. Materia organică vegetală și animală acumulată după moartea organismelor respective sub formă de biopolimeri se conservă în lipsa oxigenului și începe să fie descompusă de bacteriile anaerobe. Astfel, proteinele, carbohidrații, lignina și lipidele trec în biomonomeri de tipul peptidelor, aminoacizilor, zaharurilor, fenolilor, acizilor aromatici, glicerolului, acizilor grași etc. și eliberează CO_2, NH_3, CH_4, H_2S, care au rol catalitic sau inhibitor în evoluția proceselor mineralogenetice și organogenetice ce controlează evoluția sedimentelor respective (fig. 4.27).

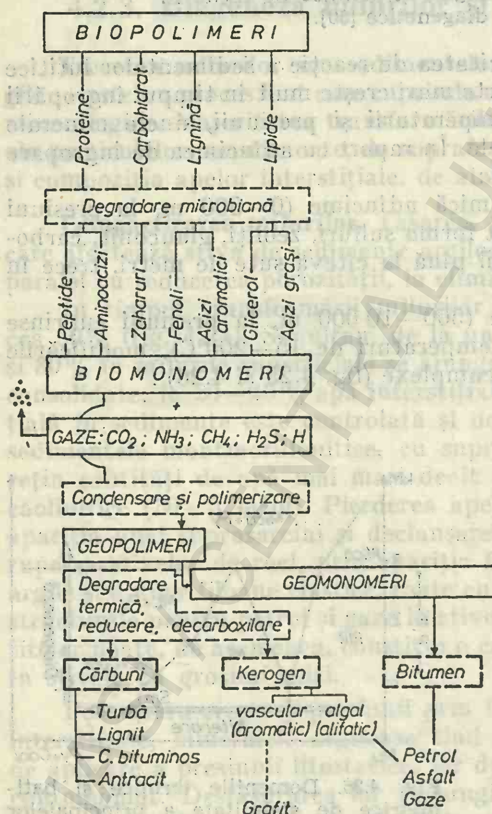


Fig. 4.27. Schema de transformare a substanței organice — animale și vegetale acumulate în sedimentele pelitice în timpul îngropării lor.

Transformările suferite, în continuare, de substanța organică în timpul îngropării sedimentelor pelitice vor fi controlate sever de modificările termice și barice, de timp, de reacțiile minerale etc. Stabilitatea ei în forma în care se găsește la un anumit nivel de îngropare depinde cel mai mult de temperatură ; o creștere a temperaturii cu numai 10°C provoacă dublarea vitezei de transformare a acesteia la început în faze fluide și apoi în faze gazoase. Biomonomerii din sedimente suferă procese de condensare și polimerizare și trec, astfel, în *geopolimeri* — substanțe organice bogate în carbon și hidrogen, cu diferite grade de stabilitate. Geopolimerii, dintre care, am văzut, în argile se conservă foarte bine kerogenul, vor suferi procese de degradare termică, reducere și decarboxilare generînd *geomonomeri*.

Produsele finale ale diagenezei substanței organice, funcție de natura inițială a ei, vor fi cărbunii, kerogenul și bitumenele.

Prin carbonificare treptată substanța cărbunoasă trece în: *turbă* → *lignit* → *cărbune bituminos* → *antracit*; prin transformare progresivă, kerogenul aromatic vascular va deveni *grafit*, iar cel alifatic-algal va trece în *petrol*; în fine, bituminizarea — creșterea progresivă și simultană a conținutului de C și H — va determina apariția petrolului, asfaltului și gazelor naturale (considerate geomonomeri).

*
* *

În diageneza sedimentelor pelitice, compactizarea, autigeneza și transformarea substanței organice sînt procese simultane, care însumate contribuie la formarea de argile diferențiate prin culoare, compoziție mineralogică și chimică; alteori natura argilelor este determinată de compoziția soluțiilor interstițiale și rata de îngropare a sedimentelor inițiale. În acest sens, Curtis (1977, fide Branchley, 1985) oferă o imagine generală în care, urmărindu-se rolul acestor factori — dacă acționează sau nu —, sînt prezentate categoriile petrografice fundamentale care se pot naște: argile roșii, argile negre, argile dolomitice, argile sideritice etc. (fig. 4.28).

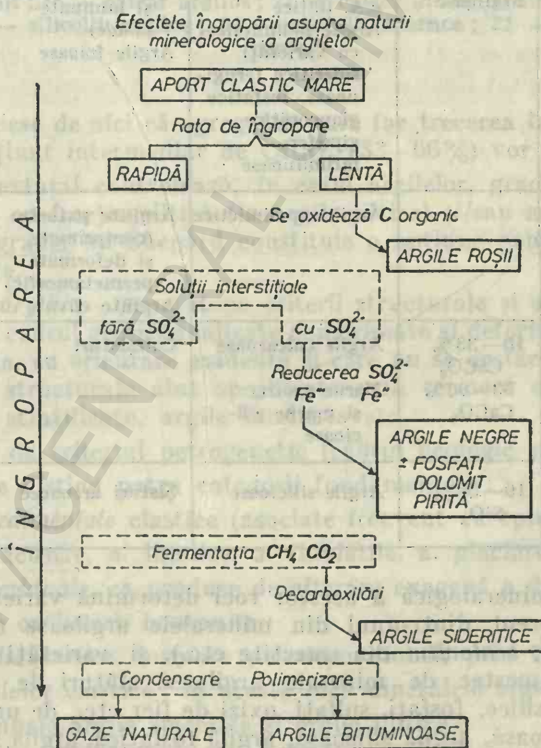


Fig. 4.28. Modificări mineralogice și chimice în sedimentele pelitice determinate de rata de îngropare și caracterul soluțiilor interstițiale [17].

4.2.4. Sistematica şi nomenclatura argilelor

Orice agregat mineral bogat în filosilicaţi din grupa mineralelor argiloase este numit, în mod curent, *argilă*. Din punct de vedere granulometric argila corespunde fracţiilor fine lutitice (sau pelitice) care, prin dispersie în apă, generează *mîl* — sediment ce acoperă fundurile bazinelor marine şi oceanice.

Varietăţile argilelor sînt determinate fie de contaminarea (amestecul) unui astfel de material cu anumiţi constituenţi minerali şi/sau granulometrici, fie de structurile lor, depoziţionale sau postdepoziţionale (tabelul 4.11).

Tabelul 4.11. Sistematica şi nomenclatura argilelor

CRITERIUL				
Petrogenetic	Mineralogic		Structural	Textural
Argile *(clay)* 1. Reziduale 2. Sedimentate (Clastice) 3. Diagenetice 4. Precipitate	Peste 60% minerale argiloase	Argile oligomictice a. Caolin b. A. smectice-bentonite c. A. illitice Argile polimictice cu varietăţi sideritice feruginoase, fosfatice glauconitice, gipsifere bituminoase	Argile masive *(claystone)* *(mudstone)* Argile stratificate şi laminate *(shale)* Argile foioase	Argila-mil (oaze) (Lutit, pelit) Argilă siltică Argilă nisipoasă
Argilite *(slate)*		Argilite polimictice	Argilite şistoase (comprimate şi deformate premetamorfic) Argilite clivate	Argilit siltic Argilit nisipos
Roci de tranziţie (Hibride) spre calcare şi silicolite	10—33% $CaCO_3$ 33—66% $CaCO_3$	Argile calcaroase Marne *(mari)* şi marne silicioase	Calcşisturi	Marnă siltică-nisipoasă
	10—50% SiO_2	Argile silicioase	Şisturi arenacee	

Compoziţia mineralogică a acestor roci determină varietăţi *oligomictice* formate preponderent dintr-unul din mineralele argiloase cunoscute (*caolinul* din caolinit; *bentonitul* din smectite etc.), şi varietăţi *polimictice* formate dintr-un amestec de minerale argiloase alături de care participă şi/sau carbonaţi, silice, fosfaţi, sulfaţi, oxizi de fier etc., de unde şi denumirile: argilă calcaroasă, argilă silicoasă, argilă fosfatică, argilă feruginoasă etc.

Tranziţiile cele mai frecvente se realizează prin adaos de calcit (dolomit) şi silice (opal, calcedonie): spre calcare şi, respectiv, silicolite. Rocile hibride individualizate vor fi denumite în raport cu frecvenţa acestor compuşi conform

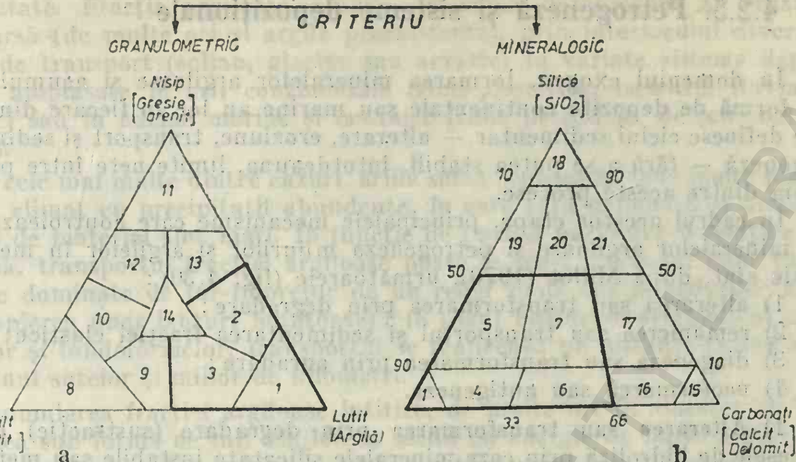


Fig. 4.29. Diagrame triangulare pentru clasificarea argilelor. Criteriu granulometric și mineralogic, cu modificări după Shepard (*a*) și Scollari-Lille (*b*) : *1* — argilă (lutit) ; *2* — argilă nisipoasă (arenitică) ; *3* — argilă grezoasă (siltică) ; *4* — argilă calcaroasă dolomitică ; *5* — argilă silicioasă ; *6* —marnă ; *7* — marnă silicioasă ; *8* — silt ; *9* — silt argilos ; *10* — silt nisipos ; *11* — nisip ; *12* — nisip siltic ; *13* — nisip argilos ; *14* — nisiar ; *15* — calcar și dolomit ; *16* — calcar argilos ; *17* — calcar (dolomit) silicos ; *18* — silicolit ; *19* — silicolit argilos ; *20* — silicolit marnos ; *21* — silicolit calcaros.

figurii 4.29. Reiese de aici că agregatele care fac trecerea între calcare și argile cu un conținut intermediar de $CaCO_3$ (33—66%) vor fi numite *marnă*.

Criteriul textural controlează, în cazul argilelor, gradul de amestec al fracției lutitice cu fracția siltică (în argile siltice) și/sau arenitice (în argile nisipoase). Diagrama lui Shepard constituie o opțiune pentru nomenclatura acestor depozite.

Termenul *argilit* — separat pe criterii structurale și diagenetice — definește roci din cadrul grupei analizate comprimate și deformate premetaforic, bine consolidate, cu orientare evidentă și care nu se desfac în prezența apei. Alte categorii structurale sînt specificate prin termeni adjectivali : argile masive, argile stratificate, argile laminate etc.

În funcție de criteriul petrogenetic (cadrul geologic și litologic în care s-au format) se disting patru categorii fundamentale :

1) argile *sedimentate* clastice (asociate frecvent cu epiclastite ; subtipuri a. marine, a. lacustre, a. limnice, a. fluviatile, a. glaciare) ;

2) argile *reziduale*, ca produse de alterare exogenă a diverselor roci preexistente ; ex. : caolinuri, bentonite ;

3) argile *diagenetice*, formate postdepozițional, prin transformarea diagenetică a argilelor clastice ; în aceste roci mineralele argiloase sînt de neoformație ; ex. unele argile smectice și argile illitice ;

4) argile *precipitate*, de origine intrabazinală, formate sindepozițional, prin sinteza chimică naturală în mediu acvatic ; au frecvența redusă în raport cu celelalte tipuri petrogenetice.

4.2.5. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

În domeniul exogen, formarea mineralelor argiloase şi acumularea lor sub formă de depozite continentale sau marine au loc în fiecare din etapele care definesc ciclul sedimentar — alterare, eroziune, transport şi sedimentare, diageneză — fără a se putea stabili, întotdeauna, limite nete între produsele unuia dintre aceste procese.

În cadrul acestor etape, principalele mecanisme care controlează naşterea mineralelor argiloase şi petrogeneza mîlurilor şi argilelor în mediile naturale sînt, după Millot (1970), următoarele (fig. 4.30) :

1) alterarea sau transformarea prin degradare;
2) remanierea sau transportul şi sedimentarea fracţiei clastice;
3) diageneza sau transformarea prin agradare ;
4) neoformarea sau autigeneza.

1) **Alterarea** sau transformarea prin degradare (sustracţie) cuprinde procesele de hidroliză prin care mineralele silicatate instabile sau metastabile sînt descompuse în prezenţa apei şi eliberează în soluţie ionii constituenţi (vezi „Formarea scoarţei de alterare"). În domeniul continental se formează caolinit, montmorillonit, vermiculit şi alofan, care intră în constituţia argilelor reziduale *(caolin, bentonit)*, iar în domeniul marin, transformarea prin degradare îmbracă forma poceselor de *halmiroliză* a silicaţilor şi materialului vulcanoclastic, care conduce la asociaţii mineralogice distincte, din care nu lipseşte niciodată montmorillonitul.

2) **Remanierea** constă dintr-un complex de procese mecanice şi fizice care au drept rezultat final acumularea mîlurilor şi formarea argilelor clastice

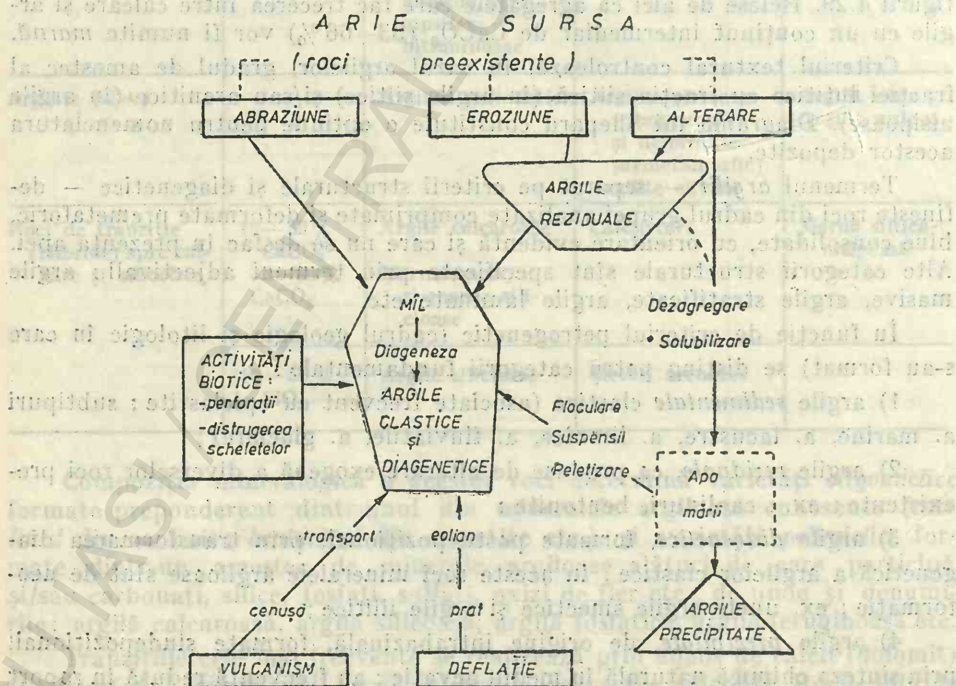


Fig. 4.30. Originea mîlurilor şi argilelor [48].

sedimentate. Fracţia argiloasă ajunge, în urma dezagregării şi eroziunii ariei sursă (de multe ori şi argile preexistente), prin intermediul diverşilor agenţi de transport (eolian, glaciar sau acvatic) în variate sisteme depoziţionale amplasate în arii continentale (zone deşertice, lacustre, fluviatile, deltaice) sau în bazine marine şi oceanice (zone peritidale, de şelf, batiale, abisale).

În cele mai multe dintre cazuri, ariile sursă reprezintă zone înalte plasate într-un climat cu precipitaţii abundente, în care rata denudării şi, implicit, aportul de material sînt mari. În funcţie de poziţia bazinului şi relaţiile sale cu sursa, transportul fracţiei argiloase poate fi scurt (în cazul unor bazine lacustre dominate de jur-împrejur de un relief înalt sau al şelfurilor aflate în apropierea unor lanţuri muntoase) ; în cazul bazinelor deschise, al clinoformelor şi fondoformelor, transportul se realizează pe distanţe foarte mari, de ordinul sutelor şi miilor de kilometri.

Acumularea fracţiei argiloase lutitice, de multe ori în amestec cu fracţie siltică sub formă de mîl are loc în medii cu energie de bazin scăzută, în condiţiile reducerii la maxim a competenţei curenţilor transportori. Depunerea în aceste condiţii este controlată gravitaţional şi constituie o acumulare a suspensiilor gradate sau turbulente, accelerată de procese de floculare şi aglutinare a clastelor argiloase (fig. 4.31). La interfaţa sediment/apă se pot manifesta şi procese de peletizare mecanică sau biogenă şi captare algală. Curgerile mîloase reprezintă şi ele, de multe ori, un mecanism sedimentogenetic care antrenează şi depune în bazin fracţiune lutitică (fig. 4.32).

Sedimentarea fracţiei argiloase alogene, fără modificări esenţiale în cadrul reţelelor cristaline, este dependentă de abundenţa materialului în suspensie şi lipsa fazelor în soluţie. În ape dulci remanierea nu produce modificări în structura mineralelor argiloase, pe cînd în cele marine caolinitul se comportă în raport cu montmorillonitul.

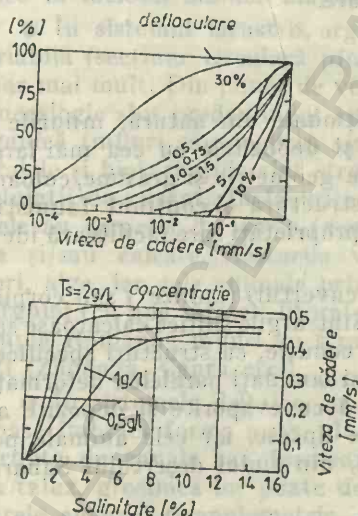


Fig. 4.31. Efectul salinităţii asupra procesului de floculare şi vitezei de cădere a fracţiunii argiloase [48].

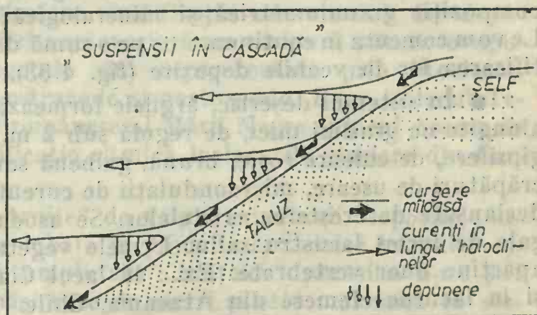


Fig. 4.32. Relaţiile hidrodinamice între locul de iniţiere a curgerilor mîloase şi locul de decantare al suspensiilor lutitice [48].

3) **Transformarea prin agradare** este mecanismul complex de formare a mineralelor argiloase prin adiție de ioni în spațiile interfoliare și de modificare a rețelelor lor primare prin migrarea ionilor adsorbiți în nivelele octaedrice și tetraedrice. Agradarea se manifestă în mod particular în timpul eogenezei și mesogenezei; în prezența soluțiilor interstițiale ea poate schimba sensibil compoziția unor argile clastice supuse îngropării progresive. În timpul diagenezei, procesul de agradare este controlat de prezența materialului în suspensie și de abundența elementelor în soluție. În lipsa anionului HCO_3^-, care favorizează precipitarea carbonaților, are loc agradarea illitului pe seama montmorillonitului, a cloritului pe seama caolinitului, a glauconitului etc. În timpul mesogenezei, transformarea prin agradare conduce la formarea principalelor asociații mineralogice din sedimentele îngropate la mare adîncime: clorit + montmorillonit; clorit + hidromice; clorit + illit; se desăvîrșesc, astfel, argile diagenetice care conservă multe din structurile și constituenții argilelor clastice.

În prezența HCO_3^- se pot forma carbonați și, implicit, marne. Marnele se pot forma și pe alte căi: prin aport terigen simultan de carbonat de calciu și fracție argiloasă, prin diferențiere diagenetică (îndepărtarea parțială a $CaCO_3$ din calcarele bogate în fracțiune argiloasă);

4) **Neoformarea sau autigenza** fracțiunii argiloase este un proces propriu mediului marin de sedimentare, bogat în elemente dizolvate (Si, Al, Fe, Mg) cu *p*H alcalin lipsit de aport detritic. În aceste condiții, elementele chimice aduse în soluție de pe continent coprecipită alături de unele elemente preluate din apa mării și formează *argile precipitate*. Cele mai răspîndite neoformații marine sînt montmorillonitul, glauconitul, sepiolitul și atapulgitul, care se găsesc în condiții de echilibru termodinamic cu apa mării.

Cunoașterea principalelor mecanisme prin care se formează și se acumulează mineralele argiloase face posibilă utilizarea acestora ca indicatori de proveniență a materialului sedimentar, ca indicatori paleoclimatici și pentru precizarea paleomediilor de sedimentare.

*

* *

În raport cu principalele sisteme depoziționale din natură, mîlurile și argilele clastice sedimentate, care reprezintă și depozitele cu cea mai largă răspîndire, capătă trăsături specifice legate de geometrie și grosime, culoare, compoziție granulometrică și mineralogică, structură și conținut faunistic. Le vom comenta în continuare ca pe o sumă de proprietăți care facilitează identificarea lor în vechile depozite (fig. 4.33).

● În sistemul deșertic, argilele formează cuverturi („pînze") sau corpuri alungite cu grosimi mici, de regulă sub 2 m. Sînt argile silitice calcaroase sau gipsifere, de culoare roșie, brună, galbenă sau cenușie, cu structuri specifice: crăpături de uscare, microondulații de curent și laminați paralele; deformații declanșate de creșterea cristalelor. Se asociază cu evaporite și depozite algale de facies lacustru salin. Urmele vegetale lipsesc, iar cele animale pot aparține unor vertebrate. Ex.: în lacul Ciad, din sudul deșertului Sahara, și în lacurile efemere din Atacama, Chile.

● În sistemul fluviatil, argilele sînt reprezentative în cîmpia aluvială (albia majoră), în care formează cuverturi pe zeci de km, traversate de depozite în facies de canal; grosimea lor poate ajunge la mai mulți metri. Depozitele sînt lutitice, fine spre siltice, bogate în substanță organică și, de aceea

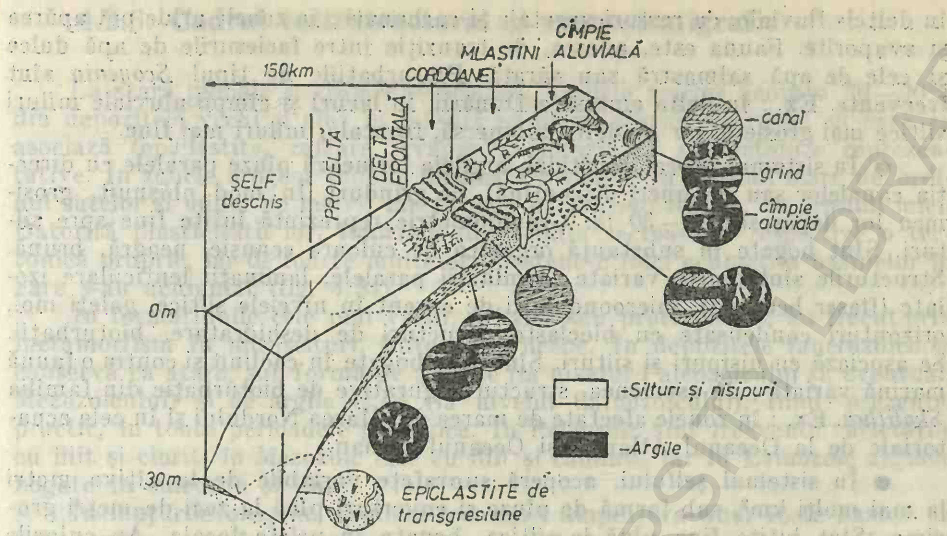


Fig. 4.33. Structura depozitelor argiloase acumulate în diverse sisteme depoziționale [48].

de cele mai multe ori, au culori negre, cenușii, brune. Structurile depoziționale sînt planare — stratificații și laminații orizontale, de multe ori cu caracter ritmic ; în faciesurile siltice apar microondulații de curent și crăpături de contracție. Se asociază cu depozite cărbunoase (și turbă) în climatele umede și cu evaporite în climatele aride. Conțin frecvent urme vegetale, moluște și fragmente de vertebrate. Ex. : în cîmpia aluvială a Dunării și în depozitele pliocene din Depresiunea Getică între Olt și Olteț — periodite lutitice în faciesul albiilor majore, tăiate de canale colmatate.

● În sistemul lacustru, argilele formează depozite cu geometrie foarte variabilă (secțiune circulară pînă la alungită) și grosime pînă la 100 m sau chiar mai mult. Din punct de vedere granulometric, sînt lutitice și siltice, iar mineralogic sînt predominant calcaroase sau gipsifere. Cînd conțin substanță organică (mîluri sapropelice) sînt negre, cenușii, roșii, galbene. Laminațiile paralele și bioturbațiile sînt structurile cele mai frecvente ; pot fi prezente și ondulații de curent. În lacurile glaciare stratificația este ritmică, iar depozitele au caracter de varve *(mixtite)* ; se asociază cu nisipuri, silturi, evaporite și/sau calcare. Resturile vegetale sînt reperezentate prin fitoclaste, spori, alge, iar cele animale prin ostracode și gastropode. Ex. : în lacul Techirghiol (cu ape sărate), litoralul românesc al Mării Negre și lacul Amara în Cîmpia Română ; mîluri cu stratificație ritmică în lacurile glaciare din Carpați (Zănoaga, Capra etc.).

● În sistemele deltaice „construite" de valuri sau fluvii, depozitele argiloase îmbracă forma unor pînze lobate în prodelte sau delte frontale, întrerupte de canale sau formează umplutura „brațelor" părăsite. Spre șelf sau taluz, grosimea lor poate depăși sute de metri și este mai mică în sectoarele emerse. Granulometric, mîlurile sînt fine, slab siltice, frecvent bogate în substanță organică ; au culoare cenușie, neagră, brună. Laminațiile paralele și cele lenticulare, precum și bioturbațiile sînt structuri frecvente în aceste sisteme. În faciesurile proximale se asociază cu silturi și nisipuri, iar

în deltele fluviale, cu resturi vegetale și carbonați ; în zonele aride pot apărea și evaporite. Fauna este, adesea, de tranziție între faciesurile de apă dulce și cele de apă salmastră sau sărată. Bioturbațiile de tipul *Scoyenia* sînt frecvente. Ex. : în delta emersă a Dunării, în lacuri și cîmpii aluviale mîluri siltice mai grosiere, iar în delta submersă, frontală, mîluri mai fine.

● În sistemul litoral, peritidal, argilele formează pînze paralele cu direcția canalelor sau depuneri discontinui, pe grinduri. În mod obișnuit, grosimea lor depășește 20—30 m. Granulometric reprezintă lutite fine spre silturi. Sînt bogate în substanță organică de culoare cenușie, neagră, brună. Structurile sînt foarte variate : laminații paralele, laminații lenticulare izolate (flaser bedding), microondulații de curent în nivelele siltice, galeți moi, orizonturi condensate cu bioclaste, structuri de deshidratare, bioturbații. Se asociază cu nisipuri și silturi. Sînt mai bogate în caolinit și conțin o faună marină variată ; de asemenea, structuri figurative de bioturbație din familia *Skolithos*. Ex. : în zonele afectate de maree din Marea Nordului și în cele ecuatoriale de la Oceanul Atlantic și Oceanul Indian.

● În sistemul șelfului, acoperă suprafețe variabile de la cîțiva metri la mai mulți km^2, sub formă de pînze și cuverturi pînă la zeci de metri grosime. Sînt lutite fine pînă la siltice, bogate în pelete fecale. Au culorile cenușiu-verzui, brun, negru. Pe șelful intern, în asociație cu nisipuri și silturi, formează termenii finali ai unor structuri gradate, laminații lenticulare izolate cu microondulații de curent ; conțin preponderent caolinit și illit. Pe șelful extern formează laminații paralele și structuri de bioturbație. Din punct de vedere mineralogic conțin illit + clorit + montmorillonit. Se pot asocia cu calcare bogate în faună marină de o mare diversitate. Structurile figurative din grupul *Cruziana* sînt caracteristice. Ex. : pe șelfurile canadiene și americane de la Oceanul Atlantic, pe coasta asiatică a Oceanului Pacific.

● În sistemul clinoformelor, pe taluz, formează cuverturi, draperii rampe și canale colmatate, în care grosimile maxime pot atinge sute de metri. Mîlurile au caracter siltic și pot fi intercalate cu mîluri pelagice cenușii-negre. Au stratificație masivă, gradată sau convolută, și bioturbații zonate pe verticală. Uneori, formează asociații cu mîluri carbonatice și sînt mai bogate în montmorillonit și clorit. Fauna are caracter bentonic, iar structurile figurative din grupul *Zoophycos* și *Nereites* dau nota caracteristică. Ex. : pe clinoformele din Oceanul Atlantic, coasta africană, și pe cele din Oceanul Indian, în Golful Arabiei și Golful Bengal.

● În sistemul fondoformelor, în zonele de piemont și cîmpii abisale, depozitele lutitice formează cuverturi de zeci de metri grosime, rar sute. Sînt foarte fine, au caracter pelagic, bogate în substanță organică și sînt lipsite de carbonați. Se caracterizează prin laminație paralelă — *pelagite* — dată de aportul siltic sau bioclastic. Se asociază cu produse vulcanice submarine (zeoliți), turbidite distale (cu clorit), crete, silicolite și noduli de mangan ; în bazine coaxiale rifturilor se asociază cu sulfuri. Prezintă urme organice de microfaună (radiolari, foraminifere) și de nanoplancton (diatomee, coccolite etc.). Structurile figurative sînt rare și aparțin genului *Nereites*. Sînt răspîndite pe zone întinse în toate oceanele lumii. Mîluri roșii, asociate frecvent cu noduli, se găsesc de o parte și alta a rifturilor din oceanele Atlantic, Pacific, Indian, mîlurile cu radiolari formează centuri paralele cu arcurile vulcanice, iar mîlurile cu diatomee formează cuverturi alungite la N și S de paralele de 60°. În Marea Roșie și Golful Californiei apar mîluri cu sulfuri.

4.2.6. Cadrul tectostructural și cronostratigrafic

La scară globală și cronostratigrafică, argilele marine acoperă 80—90% din depozitele vechi și sînt în măsură să ofere, alături de rocile cu care se asociază (epiclastite, calcare, evaporite) informații geotectonice reprezentative. În zonele orogene mobile formează depozite cu grosimi mari, de ordinul sutelor și miilor de metri, iar în cele de craton, stabile, au grosimi mici. Datorită plasticității lor, imprimă în evoluția sectoarelor respective o tectonică proprie, iar de foarte multe ori moștenesc fidel geometria bazinelor în care s-au acumulat (fig. 4.34).

În formațiunile cele mai vechi, arhaice sau proterozoice, au trecut prin metamorfism în micașisturi, filite și corneene. În depozitele fanerozoice se conservă ca atare, sub formă de argilite (la nivelul Paleozoicului și, eventual, Mezozoicului) și de argile (s.s.) (la nivelul Cainozoicului), fiind prezente, practic, în toate perioadele geologice. În Paleozoic sînt frecvente varietățile cu illit și clorit, în Mezozoic cele cu illit și caolinit, iar în Cainozoic argilele bogate în smectite și illit.

În lanțurile orogene, argilele formează umplutura unor foste bazine de rift, a unor foste bazine marginale active, foste arcuri insulare sau fose de subducție.

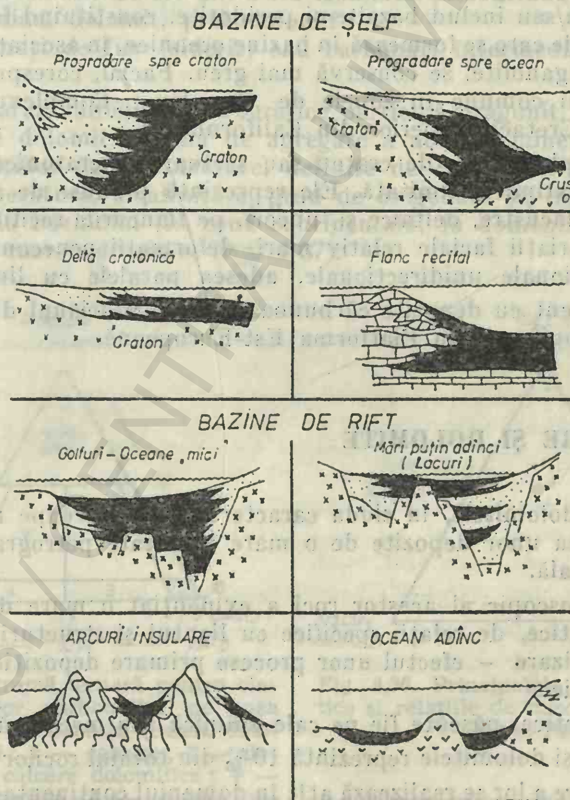


Fig. 4.34. Geometria corpurilor de argilă acumulată în bazine situate în diferite cadre geotectonice [48].

În bazinele de rift, au o dezvoltare areală relativ limitată și grosimi în jur de 1 000 m.

Din punct de vedere litologic sînt reprezentate prin argile și argile negre, bogate în substanță organică și, adesea, în sulfuri acumulate în faciesuri lacustre, fluviatile sau marine de apă adîncă. Ex. : argilele din „red beds", permo-triasice din Alpi și argilele cu sulfuri triasice din I. Cipru.

În bazinele marginale active îmbracă o multitudine de faciesuri, de la cele deltaice, la cele de mare adîncă, progradează spre bazin și ating grosimi maxime de mii de metri. Gradul lor de deformare este mare, generînd diapire și fiind afectate de cutări și fracturi. Caracterele litologice ale argilelor corespund unor depozite polimictice cenușii, brune sau negre, care se îndințează spre continent cu epiclastite și îmbracă, spre ocean, faciesul unor turbidite distale. Pot fi asociate cu evaporite și se întîlnesc, de regulă, în zone molasice de avanfosă în care sînt roci mamă de hidrocarburi. Ex. : zonele molasice din Carpații Orientali și Meridionali.

În sectoarele de arc insular pot atinge mii de metri grosime și sînt însoțite de produse piroclastice, curgeri mîloase și olistolite ; Argilele din aceste zone sînt mai bogate în smectite. Ex. : argilele cu sulfuri de Pb și Zn de la Kuroco, Japonia.

În sectoarele foselor de subducție ce au o crustă oceanică apar cu grosimi limitate, de ordinul sutelor de metri, dar întotdeauna intens deformate. Se intercalează în/sau includ bazalte și peridotite, constituind formațiuni de tip „mélange". Cele care se formează în bazine oceanice, în asociație cu calcare, silicolite sau manganolite, se conservă mai greu. Facial, corespund unor pelagite și sînt mai comune în zonele de fliș. Ex. : Complexul franciscan Jurasic superior-Cretacic superior din California.

În zone de platformă, de craton sau sectoare epicratonice, argilele au grosimi mici și extindere limitată. Ele reprezintă produse de acumulare în sisteme fluviale, lacustre, deltaice și, uneori, pe flancurile recifilor. Se caracterizează prin variații faciale relativ mari, deformații penecontemporane și structuri depoziționale unidirecționale, adesea paralele cu linia țărmului. Se asociază frecvent cu depozite cărbunoase. Ex. : Silurianul din Platforma Moesică și Carboniferul din Platforma Est-Europeană.

4.3. CALCARE ȘI DOLOMITE

Calcarele și dolomitele, în ciuda caracterului lor aproape monomineral, intră în alcătuirea unor depozite de o mare varietate petrografică și largă răspîndire regională.

Studiul microscopic al acestor roci a evidențiat o mare diversitate de particule carbonatice, de relații specifice cu liantul și structuri sedimentare dintre cele mai bizare — efectul unor procese primare depoziționale sau secundare diagenetice.

Roci poligenetice, născute fie pe cale chimică sau mecanică, fie pe cale biotică, calcarele și dolomitele reprezintă 10% din totalul rocilor sedimentare. Condiții de formare a lor se realizează atît în domeniul continental — în mediu subaerian sau subacvatic de apă dulce — cît și în domeniul marin, în zone cu ape puțin adînci sau de mare adîncime. Se asociază, de preferință, cu argile,

marne, fosforite, evaporite, roci cu glauconit, epiclastite și, de multe ori, sînt formațiuni gazdă pentru petrol și gaze, iar în unele cazuri în ele se găsesc concentrații de Pb, Zn, Fe și nemetalifere (ex. : baritină). În foarte multe cazuri, calcarele se asociază cu bauxite. Se întîlnesc în formațiuni de toate vîrstele, de la Precambrian la Holocen.

4.3.1. Mineralogie și chimism

Compoziția mineralogică a calcarelor și dolomitelor este caracterizată de predominanța carbonaților și de participarea mult subordonată a unei fracțiuni necarbonatice (rămasă prin dizolvarea carbonaților, sub forma unui reziduu insolubil). Raportul dintre cele două categorii de constituenți reprezintă un criteriu mineralogic de separare a rocilor sedimentare carbonatice (în raport cu argilele și epiclastitele) și explică, pe de altă parte, chimismul edificiilor monominerale și al agregatelor din seriile de tranziție de la calcare și dolomite spre alte tipuri de roci sedimentare (marne, de exemplu, unele silicolite etc.) (fig. 4.35).

Fracțiunea carbonatică poate fi reprezentată prin (fig. 4.36) :

1) diverși polimorfi ai $CaCO_3$: vaterit, aragonit, calcit ;

2) termeni intermediari din seria izomorfă discontinuă calcit-magnezit ; calcit magnezian, dolomit, protodolomit ;

3) carbonați de fier (siderit) sau carbonați intermediari cu Fe și Mg (ankerit).

La formarea edificiilor petrografice participă aragonit, calcit pur, calcit magnezian și dolomit. Forma de agregare a acestor minerale este, adesea, efectul condițiilor de sedimentare, definite de chimismul apelor (dulci sau sărate), temperatură, alcalinitate, grad de oxigenare și, implicit, de poziția și configurația bazinului (în zonă continentală, în domeniu oceanic, în ape de mică sau mare adîncime) (fig. 4.37).

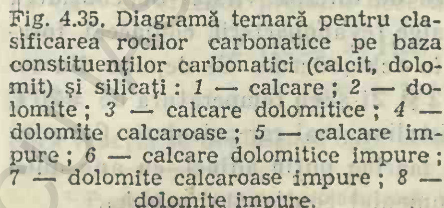


Fig. 4.35. Diagramă ternară pentru clasificarea rocilor carbonatice pe baza constituenților carbonatici (calcit, dolomit) și silicați : *1* — calcare ; *2* — dolomite ; *3* — calcare dolomitice ; *4* — dolomite calcaroase ; *5* — calcare impure ; *6* — calcare dolomitice impure ; *7* — dolomite calcaroase impure ; *8* — dolomite impure.

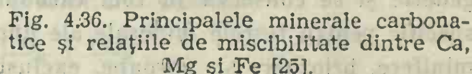


Fig. 4.36. Principalele minerale carbonatice și relațiile de miscibilitate dintre Ca, Mg și Fe [25].

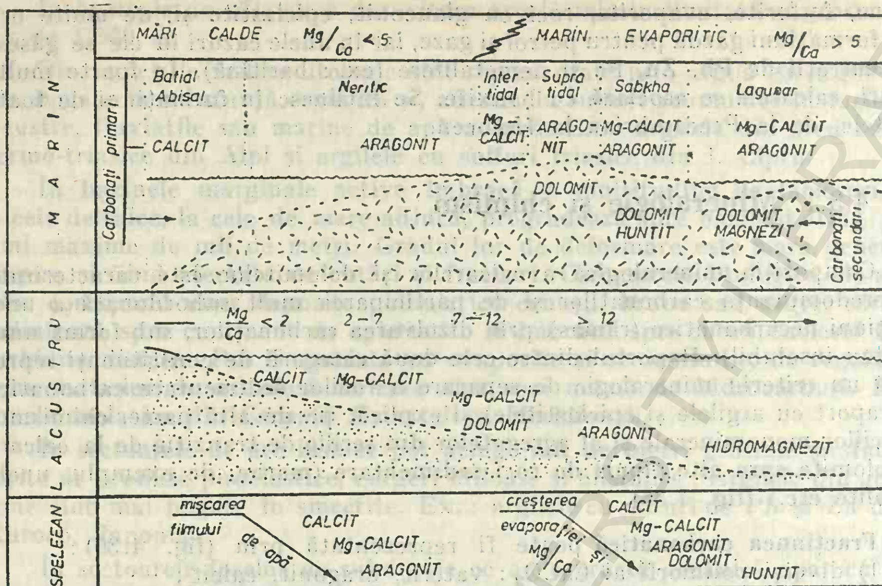


Fig. 4.37. Natura mineralogică a carbonaților în diferite medii de sedimentare.

Aragonitul este o fază metastabilă, proprie depozitelor recente și actuale specifică testului unor organisme vegetale (Dasycladaceae) și animale (ortocorali, scaphopode, pteropode, tunicate, otolite). Se dezvoltă în agregate aciculare sau columnare și mai rar sub formă de sferulite și mase micritice. Precipitarea sa este favorizată de o temperatură a soluțiilor de 20–30°C, de un *p*H alcalin mai ridicat și de prezența ionilor de Mg^{2+} și Sr^{2+}, Ba^{2+}, Pb. În aceste condiții, el se poate acumula în mediul marin, cu ape puțin adînci (șelf intern) și în zone lagunare și supratidale alături de Mg-calcit.

Calcitul pur este o fază rară, dar stabilă, prezentă atît în depozite vechi și recente, cît și în părțile scheletice ale coccolithoforideelor, caraphitelor, brachiopodelor și artropodelor. Conținutul său în Mg^{2+} se poate ridica pînă la 4%, cînd este denumit Low-Mg-calcit. Îmbracă forma unor agregate sparitice și micritice și precipită din ape mai reci (T ≈ 1°C), la *p*H-uri mai reduse, sărace în Mg^{2+} (sau cu valori reduse ale raportului Mg/Ca) și bogate în SO_4^{2-}, Na_2CO_3 și $(NH_4)_2CO_3$; în aceste condiții, el poate adiționa Fe, Mn, Zn, Cu. Este un mineral specific domeniului marin de adîncime (batial, abisal) și domeniului continental, cu ape dulci (lacustru, speleean), în care fluctuațiile de niveluri de bază sînt mici.

Calcitul magnezian (High-Mg-calcit) este faza minerală în care conținutul de $MgCO_3$ variază între 4 și 20%. El poate fi un produs primar sau diagenetic și se conservă în roci carbonatice de diferite vîrste. Se consideră specific pentru testele minerale ale unor alge (cyanobacterii, codiacee), foraminifere, briozoare și, aproape, exclusiv în echinoderme. Se depune din soluții în care raportul Mg/Ca variază între 2 și 21 și cu temperatura de ≈20°C sub formă de agregate cripto- și microcristaline, mai rar aciculare. Caracterizează domeniile de sedimentare cu ape marine puțin adînci, cu ape dulci de adîncime medie (facies lacustru) și domeniul continental sabkha.

Dolomitul este un mineral specific domeniului exogen, constituent principal al rocilor dolomitice, format atît prin procese chimice primare, cît și prin procese diagenetice. Este mai frecvent în depozitele vechi, dar se întîlnește și în multe sedimente actuale. Cristalele au forme izometrice și adesea neuhedrale ; este fin sau larg cristalizat. Precipitarea sa este favorizată, în primul rînd, de un raport Mg/Ca în soluție mai mare de 5 și de temperaturi ridicate ale soluțiilor (peste 30°C). Mediile specifice ocurenței sale sînt cele marine și lagunare, cu ape de foarte mică adîncime, și sectoarele continentale din zonele aride (tip sabkha).

Din punct de vedere chimic și termodinamic, precipitarea $CaCO_3$ are loc, în cazul cel mai simplu, prin modificarea unui echilibru care se stabilește în sistemul ternar $H_2O-CO_2-CaCO_3$. Suprasaturarea în carbonat de calciu a unei soluții naturale — prima condiție a germinării cristalelor de calcit — se realizează cînd produsul de activitate a reactanților este mai mare decît constanta de echilibru K a sistemului, adică atunci cînd

$$[a\cdot Ca^{2+}][a\cdot CO_3^{2-}] > K\left(\frac{[CaCO_3]}{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}\right)$$

sau atunci cînd acest produs depășește produsul de solubilitate termodinamică (Ks) a $CaCO_3$.

Calculele termodinamice indică pentru produsul de activitate a carbonatului de calciu o valoare de

$$[a\cdot Ca^{2+}][a\cdot CO_3^{2-}] = 12{,}5\cdot 10^{-9} - 13{,}5\cdot 10^{-9},$$

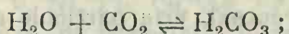
iar pentru constantele de echilibru ale calcitului și aragonitului, calculate în ape cu salinitate normală (35‰), $pH = 8{,}2$, $p = 1$ atm, $T = 25° - 30°C$ valori de

$$K_{calcit} = 4{,}0\cdot 10^{-9}$$

$$K_{aragonit} = 6{,}3\cdot 10^{-9}$$

De asmenea, produsul de solubilitate Ks al calcitului este calculat pentru 10°C la $3{,}45\cdot 10^{-9}$ și pentru 30°C la $2{,}66\cdot 10^{-9}$.

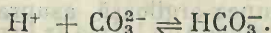
În aceste condiții rezultă teoretic că apa de mare se poate considera suprasaturată atît în calcit (slab magnezian) cît și în aragonit. Desfășurarea reacțiilor care conduc la germinarea calcitului și/sau aragonitului implică, într-o primă etapă, concentrarea anionului bicarbonic prin disocierea H_2CO_3 și, respectiv, adiția de H^+ la anionul carbonic, astfel :



$$H_2O + CO_2 \rightleftharpoons H_2CO_3 ;$$

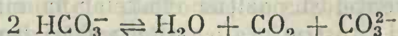


$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- ;$$



$$H^+ + CO_3^{2-} \rightleftharpoons HCO_3^-.$$

Într-o etapă următoare are loc disocierea HCO_3^-, iar în prezența ionilor de Ca^{2+} se creează premisa necesară precipitării $CaCO_3$:



$$2\ HCO_3^- \rightleftharpoons H_2O + CO_2 + CO_3^{2-}$$

și/sau



$$Ca^{2+} + 2\ HCO_3^- \rightleftharpoons H_2O + CO_2 + CaCO_3,$$

dacă reacția se deplasează spre dreapta prin pierderea CO_2 din sistem.

---

[1] Pentru precipitarea dolomitului vezi capitolul „Dolomite".

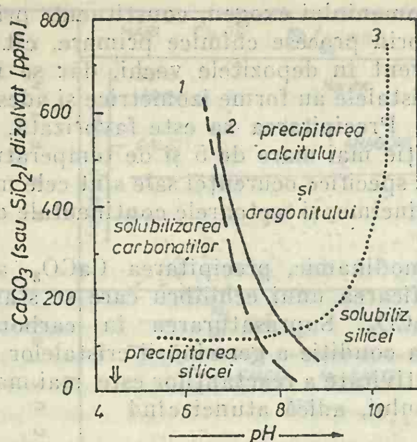


Fig. 4.38. Domeniile de precipitare şi solubilizare ale aragonitului şi calcitului, comparativ cu SiO_2, în funcţie de *p*H-ul mediului natural şi salinitatea apelor : *1* — curba de echilibru pentru calcit şi aragonit în domeniul marin ; 2 — curba de echilibru pentru calcit în domeniul lacustru ; *3* — curba pentru silice [25].

Este de subliniat, în primul rînd, rolul decisiv pe care-l are CO_2 în controlul echilibrului carbonatic şi, în al doilea rînd, posibilitatea de concentrare a CO_3^{2-} prin pierderea H^+ din sistem.

1) Pierderea CO_2 se poate produce pe 3 căi : a) prin fotosinteză (în zona fotică) ; b) cînd scade presiunea CO_2 în atmosferă şi creşte gradul de agitaţie a apelor (respectiv, energia de bazin) ; c) cînd se ridică temperatura apelor.

Sincronizarea acestor tendinţe în intervalul batimetric 0—200 m explică abundenţa carbonaţilor în apele puţin adînci din zonele tropicale şi subtropicale (fig. 4.38).

2) Neutralizarea ionului H^+ poate avea loc prin intermediul amoniacului (generat în timpul proceselor geobacteriene sau de descompunere a substanţei organice) şi are drept urmare apariţia compuşilor de amoniu. Astfel de mecanisme sînt probabil responsabile de apariţia carbonaţilor în mediile anoxice în care bacteriile chemosintetice au un rol demonstrat în precipitarea $CaCO_3$.

Fracţiunea necarbonatică se identifică în reziduul solid insolubil, obţinut prin dizolvarea carbonaţilor ; cantitativ nu trebuie să depăşească 10%, pentru ca edificiul petrografic să rămînă în domeniul calcarelor şi să nu treacă în cel al rocilor de tranziţie (marne, gresii). Calitativ, această fracţiune este reprezentată prin particule alogene — claste de illit, clorit, caolinit, muscovit, cuarţ, feldspaţi şi, eventual, prin particule autigene : glauconit, albit, apatit, pirită, opal etc.

Studiul clastelor poate furniza informaţii asupra naturii mineralogice a ariei sursă sau, prin fracţiunea argiloasă, asupra paleosalinităţii ; raportul caolinit/illit este uneori interpretat ca o expresie a gradului de alterare a rocilor preexistente în aria sursă şi, prin aceasta, ca o cale de reconstituire a condiţiilor paleoclimatice din momentul provenienţei lor în bazin.

Prin examinarea frecvenţei şi poziţiei clastelor în masa rocilor calcaroase se pot face corelări litostratigrafice şi precizări legate de caracterul ciclic al procesului de sedimentare şi rata denudării în ariile limitrofe bazinului examinat.

Natura clastelor, alături de substanţa organică, imprimă calcarelor şi dolomitelor proprietăţi specifice legate de culoare, friabilitate, porozitate, capacitate de dizolvare etc.

Compoziția chimică. Alcătuirea chimică a rocilor sedimentare carbonatice exprimată în oxizi și privită comparativ cu cea a epiclastitelor și argilelor evidențiază abundența CaO, MgO și CO_2 (vezi tabelul 4.12); alți oxizi (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 Na_2O, K_2O, TiO_2) se găsesc, de regulă, sub 5% și reprezintă participarea fracției necarbonatice.

Tabelul 4.12. **Compoziția chimică a calcarelor și dolomitelor**

	1	2	3	4	5
SiO_2	5,19	1,15	0,30	7,00	0,6
Al_2O_3	0,81	0,45	2,00	2,10	1,0
Fe_2O_3 + FeO	0,54	0,26	0,16	6,18	—
MnO	0,05		0,02	0,07	—
MgO	7,90	0,56	1,10	18,50	20,40
CaO	42,61	53,80	53,00	28,80	32,90
Na_2O	0,05	0,07	—	—	—
K_2O	0,33	—	—	—	—
H_2O	0,77	0,92	1,00	0,30	45,10
CO_2	41,58	2,69	42,50	42,60	?

1 — Compoziția medie a 345 analize de calcare (din Clarke, 1924), 2 — Micrit (Alpii Austrieci, Jurasic), 3 — Calcar recifal de la Munticelu, Cheile Bicazului (Papiu, 1960), 4 — Dolomit triasic (Pojorita, Carpații Orientali) (Papiu, 1960), 5 — Dolomit jurasic (Ovidiu — Dobrogea) (Papiu, 1960).

Elementele majore — cu o participare de $10^{-2}...10^{-3}$% masă — sînt legate fie de carbonați, fie de silicați, de oxizi sau de substanța organică și imprimă rocilor respective particularități geochimice cu variate semnificații sedimentologice.

În rocile cercetate din acest punct de vedere se manifestă următoarele afinități ale elementelor minore față de constituenții mineralogici:

calcit: Mn, Fe, Sr, Ba, Co, Zn;
aragonit: Sr, Pb, Ba, K;
dolomit: Fe, Mn, Pb, Co, Ba, Zn;
siderit: Mn, Mg, Zn, Co;
silicați și oxizi: Ni, Co, Cu, Fe, B.

O particularitate a organismelor care se regăsesc în calcare sub formă de bioclaste sau de substanță organică este aceea de a concentra prin procese metabolice numeroase *microelemente*, care în apa mării ating concentrații de $10^{-3}...10^{-6}$ ppm: Mo, V, Ni, Pb, Cu, Ag, Ce, I, Br.

Stronțiul se concentrează, de preferință, în sedimente recifale și în calcare de apă puțin adîncă și poate fi eliberat din aragonit în timpul recristalizării acestuia.

Nichelul, cobaltul, cuprul și bariul au tendința de a se afilia sedimentelor non-recifale și calcarelor de apă adîncă, alături de Mn, Fe, Si, Mo, Pb, Zn, Cu.

Manganul se pare că urmează calcitul magnezian și, de aceea, apare înglobat și în sedimentele platformelor carbonatice sau în cele lagunare în care aragonitul este subordonat.

Natriul, care în multe roci este un element major, este întîlnit în calcare și dolomite în concentrații de ordinul zecilor și sutelor de ppm: mai mult în sedimentele lagunare asociate cu evaporitele și în dolomitele timpurii (180—240 ppm) și mai puțin în sedimentele de șelf extern, calcare recifale și dolomite tîrzii (30—90 ppm).

Izotopii stabili ai rocilor carbonatice sînt ^{18}O, ^{16}O şi ^{13}C, ^{12}C. Dintre aceştia frecvenţa cea mai mare o au ^{16}O şi ^{12}C. Raportul între izotopii fiecărui element — $^{18}O/^{16}O$ sau $^{12}C/^{13}C$ — sau abaterea unuia dintre ei de la o valoare standard $\delta^{18}O$ sau $\delta^{13}C$ se consideră ca o funcţie relativ constantă a originii mineralelor carbonatice şi, respectiv, a temperaturii, salinităţii, gradului de oxigenare, adîncimii apelor din care au cristalizat. Plecînd de la premisa că valorile respective nu sînt alterate de trecerea timpului, cunoaşterea lor vis-a-vis de un context bine determinat experimental ar contribui la precizarea condiţiilor care au controlat procesul de sedimentare.

Izotopul ^{13}C tinde să se concentreze prin procese chimice abiogene, iar ^{12}C prin procese metabolice organogene. Variaţia simultană $\delta^{18}O$ ‰ — ^{13}C ‰ a fost urmărită pentru precizarea domeniului de acumulare a rocilor carbonatice şi a putut fi astfel întocmită diagrama din figura 4.39. În ea sînt cumulate observaţii numeroase care precizează variaţia restrînsă a acestor valori în cazul calcarelor marine de apă puţin adîncă sau adîncă. De asemenea, s-a putut constata creşterea valorilor $\delta^{18}O$ / ‰ simultan cu creşterea adîncimii apelor. Cu toate că analiza compoziţiei izotopice pleacă de la premisa stabilităţii valorilor determinate în timp geologic, cercetări recente au sesizat rolul pe care-l pot avea procesele diagenetice în modificarea acestor valori. Astfel, prin neomorfism creşte frecvenţa izotopilor uşori (^{16}O, ^{12}C), prin trecerea aragonitului în calcit sau a High-Mg-calcitului în Low-Mg-calcit.

Investigaţii privind condiţiile de cimentare a sedimentelor carbonatice au scos în evidenţă valori negative pentru $\delta^{13}C$ şi $\delta^{18}O$ atunci cînd procesul s-a desfăşurat sub influenţa apelor meteorice şi nu marine. Interpretarea variaţiei temporale a valorilor $\delta^{18}O$ şi $\delta^{13}C$ pentru Mezozoic şi Cainozoic a permis lui Brranchley (1985) să surprindă momentele de încălzire a apelor marine şi oceanice care au stimulat dezvoltarea unor comunităţi biotice complexe şi diverse şi, paralel cu aceasta, tendinţa de ridicare a limitei CCD. Repetarea lor sistematică după o perioadă de cca 32 mil. ani argumentează caracterul megaciclic al procesului de sedimentare la suprafaţa Globului. În acest context, Triasicul mediu, Liasicul, Jurasicul superior, Apţian-Senonianul, Eocenul şi Miocenul superior ar fi „perioadele" în care sedimentarea carbonatică a fost stimulată.

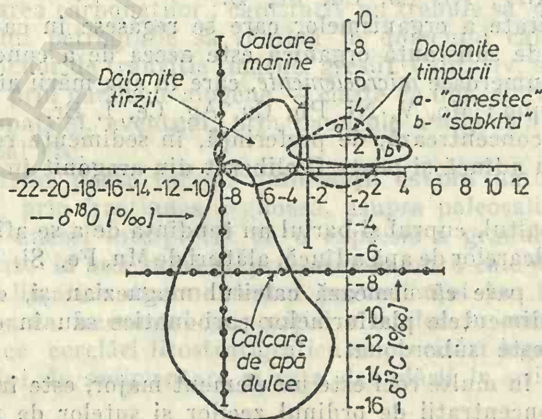


Fig. 4.39. Domeniile de variaţie ale raportului $^{18}O/^{13}C$ pentru diferite roci carbonatice şi părţi scheletice ale organismelor [18].

4.3.2. Petrografia sedimentelor și rocilor carbonatice

Modul de agregare a constituenților minerali din alcătuirea calcarelor și dolomitelor apare deosebit de variat și reflectă, prin aceasta, condiții de sedimentare dintre cele mai diverse. Drumul descifrării originii și evoluției acestor roci începe prin cunoașterea „elementelor figurate" sau a particulelor carbonatice și a liantului lor, continuă cu înțelegerea texturii și structurii agregatelor examinate și se încheie în momentul precizării transformărilor diagenetice pe care acestea le-au suferit din momentul acumulării pînă în prezent.

Un astfel de examen, care în cazul rocilor carbonatice trebuie efectuat întotdeauna cu ajutorul microscopului, adună toate informațiile și stabilește toate criteriile necesare pentru o clasificare naturală și operativă.

PARTICULE ȘI LIANȚI CARBONATICI

Rocile carbonatice omogene din punct de vedere petrografic, așa cum ar fi un edificiu echicristalin calcitic sau dolomitic, sînt rare și au o extindere regională limitată. Regula o constituie, de fapt, diversitatea texturală și structurală exprimată prin relațiile care se stabilesc între particulele carbonatice și masa fundamentală care le înglobează. Varietatea particulelor exprimă varietatea proceselor care, și în acest caz, pot fi de natură chimică, biotică sau mecanică. Raportate la locul lor de origine — pentru a sublinia legătura cu bazinul de sedimentare — trebuie separate particule *intrabazinale* și *extrabazinale* (v. tabelul 4.13).

Particulele intrabazinale. Se identifică cu elementele figurate descrise de R. Folk în 1959 și revizuite, mai tîrziu, de Dunham (1962), Illing și Purdy (1960), Bissel și Chillingar (1967). Același autor propune termenul de *alochem* pentru a sugera corpusculii carbonatici formați prin precipitație chimică sau biochimică în interiorul bazinului și care au putut suferi deplasări în cadrul acestuia, pe distanțe limitate, fără ca morfologia lor să fi suferit modificări importante. Restrîngînd enumerarea lor la cele cu trăsături petrografice și semnificații petrogenetice distincte, menționăm: oxide, peloide, lump-uri, intraclaste, oncoide și bioclaste (fig. 4.40).

Ooidele sînt particule de formă sferică sau ovală, în a căror structură se disting un nucleu central, variabil ca natură și origine (cuarț, litoclast, bioclast) și un cortex — înveliș sau anvelopă — alcătuit din aragonit și/sau calcit. Cînd diametrul ooidelor depășește 2 mm, ele se denumesc *pisoide*; termenul de *oolit* (*s.s.*) definește în mod obișnuit particulele cu diametrul mai mic de 2 mm, fiind sinonim cu cel de *ooid*. Anvelopa ooidelor, alcătuită dintr-un număr variabil de învelișuri micronice (1—2 în *protoooide* sau ooide superficiale și peste 50 în cele normale) sugerează dezvoltarea ciclică a acestor particule.

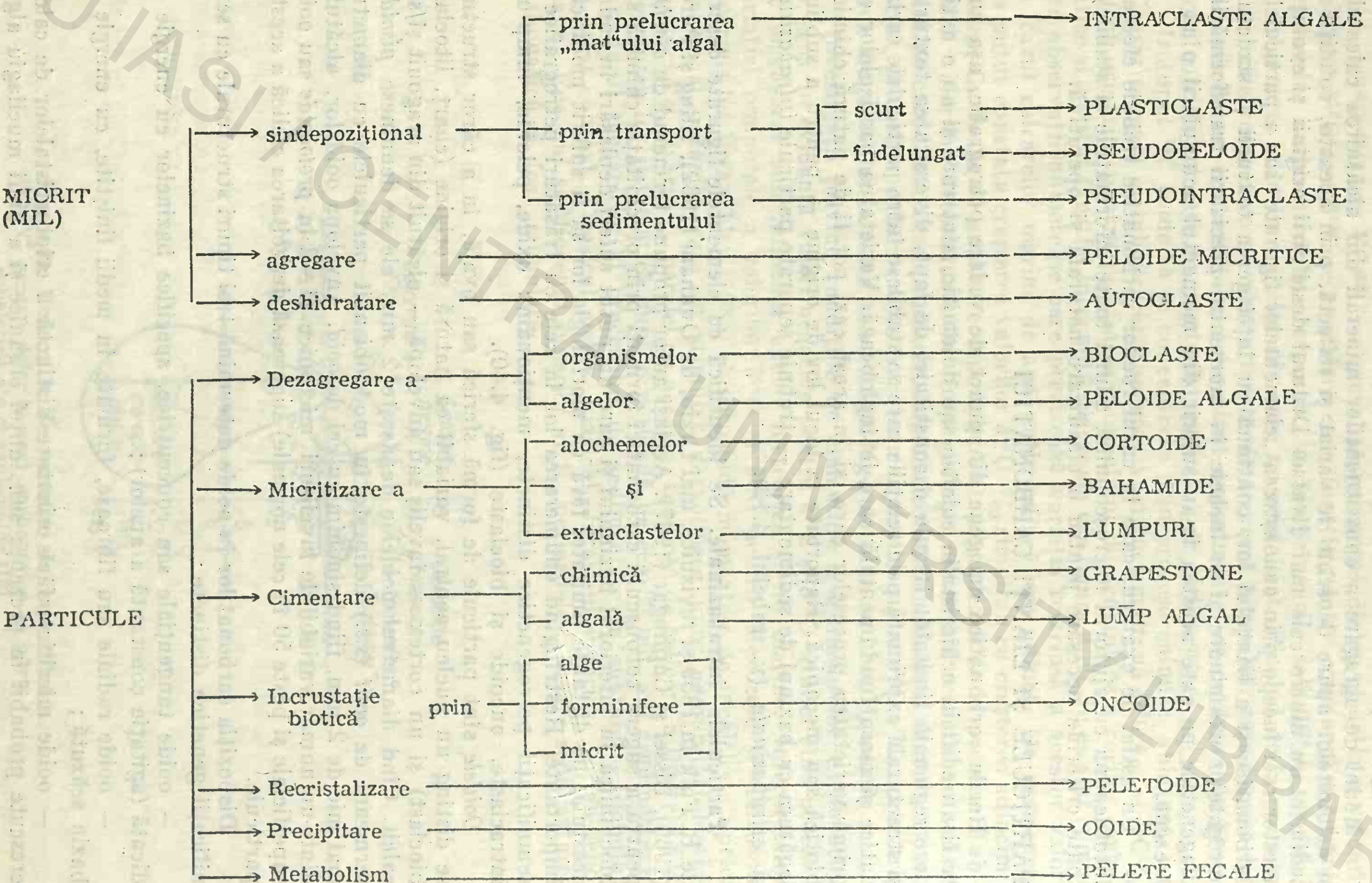
Dispoziția carbonaților în ooide determină trei tipuri structurale cu semnificații genetice distincte:

— ooide tangențiale sau concentrice, specifice bazinelor cu energie ridicată (agitație constantă a apelor);

— ooide radiale sau fibroase, formate în medii liniștite, cu energie de bazin scăzută;

— ooide micritice, fără orientare distinctă a criptocristalelor de calcit, crescute probabil în prezența substanței organice și a unui mucilagiu algal.

Tabelul 4.13. **Principalele procese petrogenetice care conduc la formarea particulelor carbonatice şi a micritului**



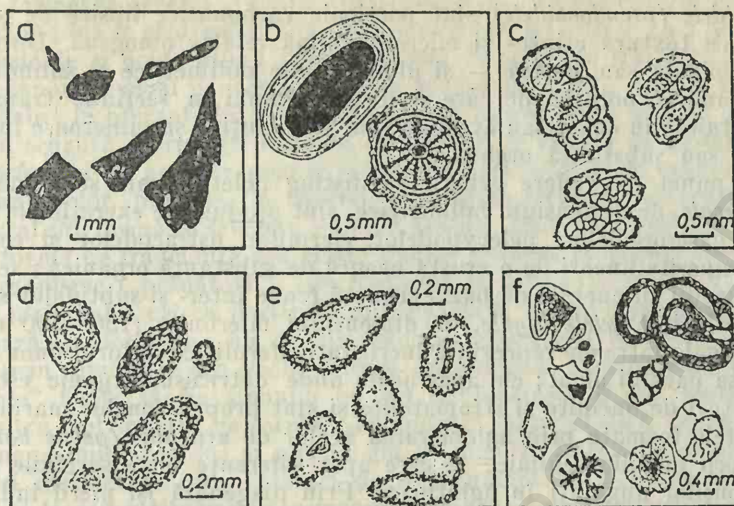


Fig. 4.40. Principalele tipuri de particule carbonatice intrabazinale : *a* — intraclaste ; *b* — ooide ; *c* — lump-uri ; *d* — peloide ; *e* — cortoide ; *f* — bioclaste.

Unele procese postdepoziționale pot modifica sensibil această structură, împiedicînd desprinderea unor semnificații petrogenetice. De exemplu, recristalizarea ooidelor concentrice conduce la tipuri radiale în care, însă, fibrele de calcit intersectează limitele de separație a învelișurilor și, uneori, chiar marginea ooidului.

La formarea ooidelor concură procese chimice anorganice, procese de acreție algală și procese geobacteriene ; deplasarea lor în bazin poate fi efectuată de curenți litorali (fig. 4.41).

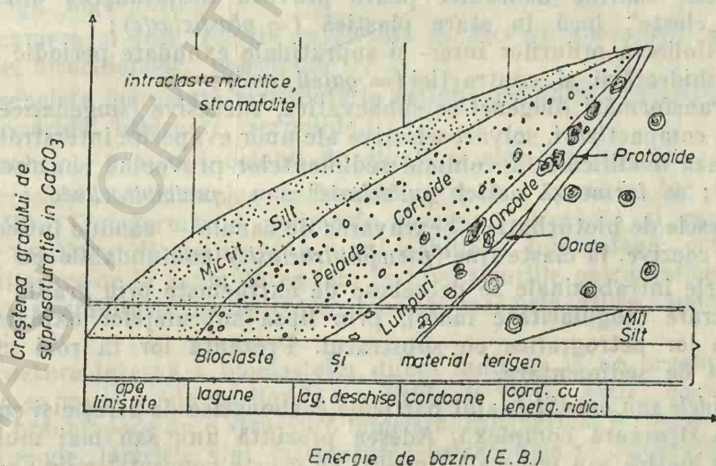


Fig. 4.41. Mediile geologice de formare și apariție a principalelor alocheme [25].

Peloidele (pseudoooidele) sînt particule carbonatice lipsite de structură internă, cu textură cripto- și microcristalină relativ omogenă. După forma lor — ovoidală sau sferică — și dimensiunile milimetrice și submilimetrice se aseamănă cu ooidele, de care se disting numai în secțiune transversală. Sînt alcătuite din calcit sau aragonit, dar pot conține și numeroase impurități argiloase sau substanță organică.

Din punct de vedere genetic se disting pelete fecale și pelete algale. *Peletele fecale*, de dimensiuni milimetrice, sînt produse de excreție ale brachiopodelor, gastropodelor, pelecypodelor, viermilor, ostracodelor și echinodermelor, acoperite uneori de o crustă neagră de substanță organică ; se acumulează în medii cu energie de bazin scăzută (zone inter- și subtidale) sau chiar în ape adînci. *Peletele algale*, de dimensiuni micronice (150—500 microni), adesea inegale între ele reprezintă încrustații sferulitice în jurul unor coccoide și în masa patului algal ; ele apar acolo unde detritusul organic este abundent, alături de oncolite și stromatolite și sînt proprii zonelor marine tidale.

Peletele formate prin aglomerarea acelor de aragonit *(pelete bahamitice)* sînt proprii mediilor chimice în care apar diferențe între sarcinile electrice ale compușilor angajați în aglutinare. Prin diageneză își pierd individualitatea și se pot confunda cu masa fundamentală.

Lumpurile sînt agregate corpusculare cu contur lobat, botrioidal, alcătuite din 2, 3 sau mai multe particule alochemice sudate între ele („grapestone") sau mulate de o crustă sau de cruste concentrice de natură aragonitică sau calcitică (lumpuri botrioidale). Agregatele parțial cimentate, cu goluri interne și suprafețe lipsite de protuberanțe evidente, constituie lumpuri încrustante, legate adesea de un substrat. În general, lumpurile se formează prin aglutinarea particulelor carbonatice respective în mîlurile algale din zonele peritidale sau canale subtidale, la adîncimi mai mici de 10 m. Scoase din mediul lor de formare, de sub pătura algală, ele își pierd individualitatea ; așa se explică raritatea lor în depozitele vechi.

Intraclastele sînt fragmente intrabazinale provenite din sedimente carbonatice în curs de litificare. Conturul lor, adesea angular, întrerupe elementele structurale. Mecanismele care le generează sînt diverse :

— agitația valurilor prin deplasarea curenților de fund și activitatea organismelor marine bentonice poate provoca desprinderea din substrat a unor „claste" încă în stare plastică (= *plasticlaste*) ;

— exfolierea mîlurilor inter- și supratidale exondate periodic și supuse astfel deshidratării și contracției (= *galeți moi*) ;

— transformări diagenetice subacvatice, succesive (singenetice) — deshidratări, compactizări, solvări selective ale unor evaporite interstratificate — care vizează modificări în volumul sedimentelor provocînd contracția și ruperea lor ; se formează astfel „*autoclaste*" sau „*protointraclaste*" ;

Procesele de bioturbație — excavarea de canale — conduc în sedimentele moi, slab coezive, la claste fine (*pseudointraclaste*) confundabile cu peloidele.

Clastele intrabazinale se deosebesc de extraclaste prin gradul lor redus de prelucrare (angularitate mare), prin lipsa suprafețelor oxidate și prin afinitățile lor petrografice cu substratul. Prezența lor în roci marchează un hiatus de sedimentare.

Oncoidele sau *oncolitele* sînt particule carbonatice de acreție și construcție algală cu structură complexă. Adesea prezintă unu sau mai mulți nuclei de natură biotică sau minerală, înveliți cu cruste concentrice de $CaCO_3$, care pot alterna cu substanța organică și/sau detritus terigen foarte fin. De aceea, oncoidele prezintă structuri laminitice asemănătoare stromatolitelor (cu care,

de fapt, formează aceeaşi „familie" petrogenetică). Au dimensiuni milimetrice (*pisoncolite*) pînă la centimetrice (*macrooncoide*) ; se deosebesc greu de lump-uri iar de peloide şi ooide diferă prin structură în secţiune transversală.

În depozite vechi ocurenţa lor este redusă la zonele marine intertidale şi subtidale ; în prezent sînt cunoscute atît în lacuri, cît şi în mări cu energie de bazin scăzută. Formarea lor este controlată de factori cu acţiune ciclică.

Bioclaste. Prin acest termen se denumesc toate părţile de natură minerală ale organismelor, produse, în special, prin biosecreţie şi conservate în roci fie integral sub formă de schelete, camere, testuri, plăci, teci, spiculi cruste etc., fie sub formă de fragmente sau claste biotice produse de agenţi mecanici sau chiar organisme („prădători"). Ele participă la formarea rocilor carbonatice de cele mai multe ori ca particule intrabazinale, motiv pentru care Folk le încadrează la alocheme ; nu trebuie exclusă totuşi nici natura lor extrabazinală, prin remaniere din vechi calcare organogene. Termenul de „particule scheletale" tinde să fie sinonim cu cel de bioclaste şi sau biomorfe.

Pentru petrografia calcarelor, compoziţia mineralogică, microstructura lor, dimensiunile specifice şi morfologia şi, uneori, gradul de articulare sînt trăsături distinctive care, alături de o argumentare a diagnosticului lor, servesc şi la reconstituirea paleomediului în care s-au acumulat sedimentele respective. Foarte abundente aproape în toate mediile de sedimentare, organismele au influenţat direct formarea rocilor carbonatice începînd din Proterozoicul superior, dar foarte energic în tot Fanerozoicul. Examenul microscopic este şi în cazul bioclastelor o condiţie a identificării exacte şi a surprinderii frecvenţei lor în raport cu alte alocheme.

Bioclastele de dimensiuni mari aparţin, de regulă, moluştelor, echinodermelor, brachiopodelor, coralilor, iar cele submilimetrice — algelor, foraminiferelor, ostracodelor, nanoplanctonului în general. După rezistenţa la fragmentare a părţilor scheletice, Ginsburg şi Wilson (1975) separă 6 clase :

1) ace şi spiculi înglobate în ţesut organic şi eliberate uşor după moartea organismelor (spongieri, octocorali, holoturi, alge verzi etc.) ;

2) schelete articulate legate prin ţesut organic : crinoide, alge roşii, alge verzi ;

3) schelete ramificate care generează claste inegale : corali, briozare, calcispongi, alge roşii ;

4) camere şi teci, relativ rezistente la factorii mecanici : gastropode, serpulide, brachiopode, pelecipode ;

5) schelete încrustate rezistente la acţiuni mecanice : foraminifere sesile, stromatoporide, briozoare, serpulide ;

6) schelete masive : colonii de corali şi alge coralinacee.

Compoziţia bioclastelor carbonatice exprimă poziţia lor filogenetică (fig. 4.42). Transformările polimorfe (aragonit → calcit) şi recristalizările explică tendinţa de realizare a unui echilibru mineralogic corespunzător timpului scurs de la acumularea lor. În investigaţiile petrografice nu trebuie neglijată posibilitatea substituţiei bioclastelor prin silice, limonit, pirită, glauconit etc.

Structura internă a bioclastelor diferă mult de la un organism la altul şi este o expresie a adaptărilor la condiţiile de viaţă. Astfel, cochiliile de bivalve şi brachiopode au o structură lamelară, tangenţială şi, respectiv, oblică ; la gastropode, lamelele sînt încrucişate ; ostracodele şi calpionelidele nu au o laminaţie distinctă ; testul foraminiferelor are o structură globulară, perforată sau nu ; părţile scheletice ale algelor codiaceae (g. *Halimeda*) şi corali-

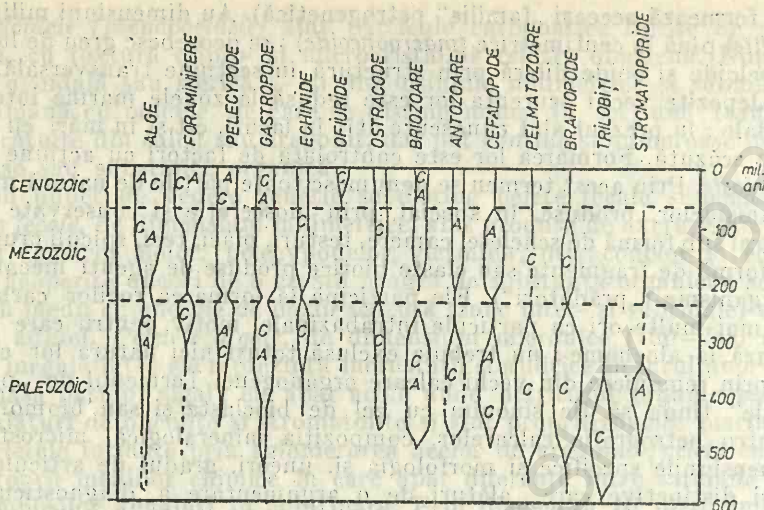


Fig. 4.42. Compoziţia mineralogică a bioclastelor din principalele filumuri de nevertebrate şi dezvoltarea acestora în timpul Phanerozoicului [34] : *C* — calcit ; *A* — aragonit.

naceae au o structură reticulară, celulară ; învelişurile şi părţile scheletice ale unor corali, briozoare şi foraminifere (fusulinideae, rotalide, numulitide) au o structură celulară, în care constituenţii minerali au o dispoziţie tangenţială sau radială faţă de suprafaţa bioclastului ; spiculii de calcispongi au în secţiune transversală circulară un canal central ; plăcile de echinoderme, o structură compactă.

Cortoide. O categorie aparte de particule carbonatice o constituie alochemele cu anvelope micritice numite cortoide. Ele par să fie produse postdepoziţionale şi corespund unor bioclaste, peloide sau ooide micritizate marginal de organisme epilite — bacterii şi alge ; de asemenea, dizolvări selective ale alochemelor primare pot conduce la concentrarea periferică a reziduului micritic deci la formarea cortoidelor. Sînt frecvente în diferite tipuri de calcare alochemice şi se prezintă susceptibile de dolomitizare.

Particule extrabazinale. Clastele carbonatice provenite din arii sursă situate în afara bazinului de sedimentare contribuie frecvent la formarea sedimentelor şi rocilor carbonatice care prezintă asemănări structurale cu epiclasitele. Ele reprezintă, fragmente litice erozionale, mai mult sau mai puţin prelucrate. Pentru a le distinge de litoclastele terigene necarbonatice, R. Folk a propus termenul *extraclaste* ; se deosebesc de intraclaste prin următoarele caractere :

— pot conţine bioclaste de altă vîrstă decît roca care le înglobează şi nu prezintă afinităţi cu depozitele subiacente ;

— liantul, cînd este un ciment, are un grad de recristalizare mai avansat decît cimentul rocilor respective ;

— suprafaţa lor poate fi acoperită de anvelope oxidice, iar interiorul traversat de diaclaze cu sparit ;

— apar alături de granoclaste şi litoclaste necarbonatice.

Dimensiunile lor pot fi variabile, dar cele ruditice și arenitice pot fi examinate macro- și microscopic, oferind informații prețioase pentru reconstituirea ariilor carbonatice din care provin.

Masa fundamentală sau liantul. Alochemele și extraclastele sînt înglobate într-o masă fundamentală care reprezintă, de fapt, liantul particulelor respective. Pentru această categorie petrografică Folk a propus termenul *ortochem*, dorind să sugereze, simultan, natura sa chimică și intrabazinală. Textural, utilizînd drept criteriu dimensiunea cristalelor din masa fundamentală, se poate vorbi de două categorii petrografice : micrit și sparit.

1) micritul este un calcit cripto- și microcristalin cu dimensiuni mai mici de 4 microni ;

2) sparitul (s.l.) este un calcit mediu- și larg cristalizat, cu dimensiuni mai mari de 4 microni.

Micritul poate fi echivalat cu matricea din epiclastite ; de cele mai multe ori este un produs sindepozițional, de natură autohtonă sau alohtonă. Sparitul este un echivalent al cimentului din epiclastite, deci un produs preponderent diagenetic.

Micritul, în ciuda omogenității sale texturale și a uniformității optice pe care le arată în cîmpul microscopului polarizant (un agregat criptocristalin opac) la microscopul electronic apare constituit din cristale anhedrale și subhedrale de aragonit și Mg-calcit, cu contacte liniare și concav-convexe, adesea inechicristalin și cu numeroase spații goale ; se asociază cu minerale argiloase și substanță organică și variate nanofosile (cînd sînt abundente formează un *nanomicrit*). Studiile din ultimii ani au adus argumente pentru originea sa fie primară, fie secundară.

Micritul primar, denumit și *ortomicrit*, poate fi rezultatul unor procese intrabazinale legate de modificarea chimismului apelor, care are drept consecință precipitarea chimică directă a nanocristalelor de aragonit și Mg-calcit sau instalarea unui mediu bacterian cu potențial biomineralizator ; produsul astfel acumulat este un *automicrit*. Aportul de particule carbonatice micronice poate, de asemenea, fi legat de numeroase procese care conduc, tot intrabazinal și în toate zonele batimetrice, la formarea unui detritus carbonatic (*alomicrit*) : eliberarea cristalitelor aragonitice din masa organică algală după descompunerea acesteia ; dezagregarea mecanică „micronică“ a părților scheletice de nevertebrate sau a unor claste carbonatice ; eliberarea de detritus în urma activității de bioturbație (în special, perforații ale organismelor epilite, acumularea unor teste de nanoorganisme) etc. Acumularea gravitațională a unor astfel de particule explică caracterul de matrice al produselor respective.

Micritul secundar sau *pseudomicritul* este un produs postdepozițional, diagenetic, cu pondere mică în masa liantului. Poate fi un ciment criptocristalin sau poate rezulta prin recristalizarea degradantă a unor peloide ooide sau bioclaste (așa cum apar anvelopele micritice în cortoide).

Sparitul. Liantul alochemelor poate fi adesea un agregat de cristale transparente, subhedrale sau anhedrale, cu dimensiuni între 4 și 15 microni (microsparit) sau mai mari (sparit *s.s.*). Față de micrit se individualizează ca un produs postdepozițional, de cimentare a alochemelor și umplere a spațiului interstițial lăsat de acestea *(ortosparit)* sau de recristalizare diagenetică a matricei micritice (în acest caz, *pseudosparit*). Dată fiind natura sa diagenetică, aspectele de cimentare și recristalizare vor fi discutate în capitolul respectiv.

Evident, într-o astfel de diversitate de mecanisme generatoare de micrit și sparit utilizarea acestor produse ca indicatori de facies sau paleomediu apare riscantă. Separarea lor cu ajutorul microscopului polarizant, cu toate că nu evidențiază varietatea structurală și pierde rafinamentele de interpretare, se dovedește utilă și indispensabilă într-o discuție care vizează structura, diageneza și în special clasificarea calcarelor.

TEXTURA ROCILOR CARBONATICE

Caracterele texturale ale particulelor carbonatice și relațiile care se stabilesc între ele pentru a genera o structură sedimentară întregesc aspectul trăsăturilor petrografice necesare înțelegerii căilor de formare și evoluție a calcarelor și dolomitelor. Aspectele particulare care deosebesc calcarele de epiclastite și argile sînt numeroase ; ele vin să sublinieze procesele complexe și diverse care concură la petrogeneza carbonatică și care fac din aceste edificii unitare din punct de vedere mineralogic rocile cele mai cercetate pentru arhitectura lor submicroscopică.

Dimensiunea și forma particulelor. În cazul rocilor sedimentare carbonatice nu se poate utiliza o singură scară granulometrică pentru aprecierea dimensiunilor particulelor respective ; nici parametrii granulometrici tipici — de exemplu C, Md, σ — nu au semnificații identice.

Extraclastele ca produse exclusiv mecanice, sînt singurele care se pot raporta la scara lui Wenthworth, fracțiunile rezultate fundamentînd un criteriu granulometric de clasificare a acestor depozite și avînd o semnificație sedimentogenetică egală cu a epiclastitelor.

Alochemele — particule de diverse naturi — au dimensiuni foarte variabile și exprimă prin acestea tendințe diferite în petrogeneza lor : viteză de creștere, condiții de acreție, energie de bazin etc.

Agregatele cristalizate — micrite și sparite —, formate prin precipitare chimică și/sau recristalizare, se definesc în funcție de dimensiunile cristalelor ce le alcătuiesc după o cu totul altă nomenclatură decît cea a clastelor și exprimă concentrația soluțiilor, viteza de germinare, spațiul de creștere etc.

Gradul de sortare crește cu prelucrarea mecanică a extraclastelor, dar reducerea dimensiunilor acestora se mai poate realiza și prin dizolvare. De asemenea nu se poate vorbi de sortare în sensul său granulometric și ambiental atunci cînd analizăm raportul dintre dimensiunile ooidelor și peloidelor în sedimentele care le conțin. Apropierea dimensiunilor acestor particule nu exprimă, evident, o „sortare bună“ sau un grad avansat de prelucrare a sedimentului respectiv. Și în cazul sedimentelor organogene caracterul granulometric polimodal exprimă grade diferite de fragmentare (dezagregare) a aceleiași categorii taxonomice sau adaptarea la condiții identice de sedimentare — într-un același areal batimetric — a unor organisme din clase diferite.

Forma particulelor carbonatice nu are, în toate cazurile, aceeași semnificație ambientală. Parametrii morfometrici comuni epiclastitelor — rotunjime, angularitate, sfericitate — se pot analiza atunci cînd se urmăresc gradul de prelucrare al extraclastelor, dar, în nici un caz, atunci cînd efectuăm un studiu al microscheletelor, ooidelor, peloidelor sau lump-urilor. Flügel (1982) consideră că creșterea gradului de rotunjime în bioclastele mari și extraclaste este o expresie a microstructurii interne a clastelor, a energiei de bazin, a formei inițiale a particulelor respective etc. (fig. 4.43).

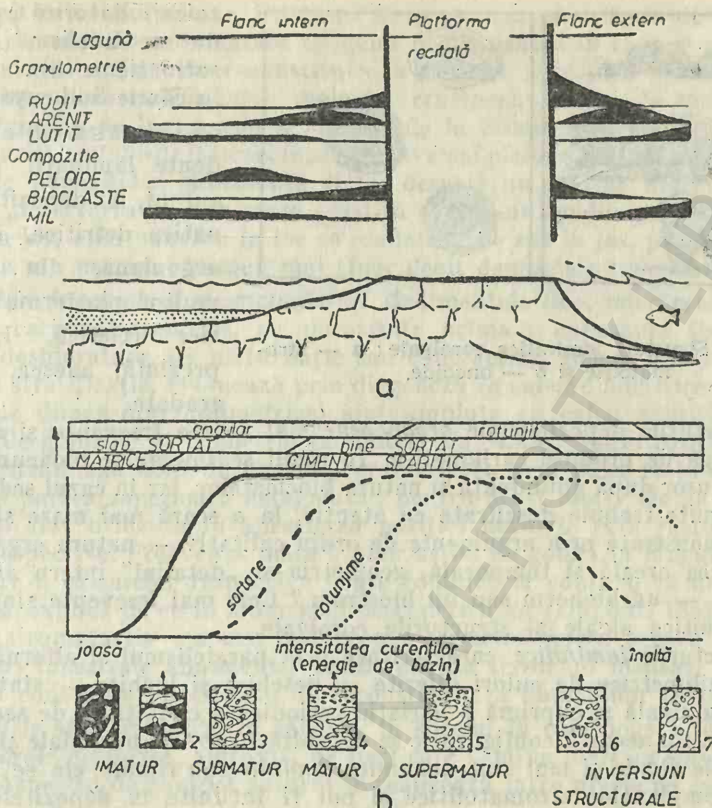


Fig. 4.43. Relațiile stabilite în diferite zone ale unui bazin de sedimentare între diferitele tipuri de particule carbonatice și factorii de mediu (energia de bazin, intensitatea curenților, cantitatea de $CaCO_3$ precipitat) *(a)*; *b* — gradul de sortare al sedimentelor carbonatice realizat prin îndepărtarea de către curenți a mîlului carbonatic [25].

STRUCTURA ROCILOR CARBONATICE

Relațiile care se stabilesc între componenții sedimentelor carbonatice în timpul acumulării și imediat după aceea — în timpul litificării și exondării lor — determină structuri specifice pentru multe medii de sedimentare și diverse momente din evoluția acestora.

Structuri depoziționale. Sedimentele bogate în extraclaste și alocheme libere, acumulate într-un mediu dinamic, au structuri construcționale — cu granoclasări repetate, laminații paralele și oblice, cu micro- și megaondulații și, nu de puține ori, structuri determinate de curgerea sedimentelor („turbidite carbonatice"). Ambianțele din zonele de șelf și cele de la baza taluzelor continentale favorizează apariția unor astfel de structuri. Recunoașterea lor în calcare este dificilă în absența impurităților argiloase și a siliciclastelor care să puncteze discontinuitățile mecanice ce le evidențiază. De asemenea, astfel de structuri tind să se șteargă în depozitele vechi, paleozoice și mezo-

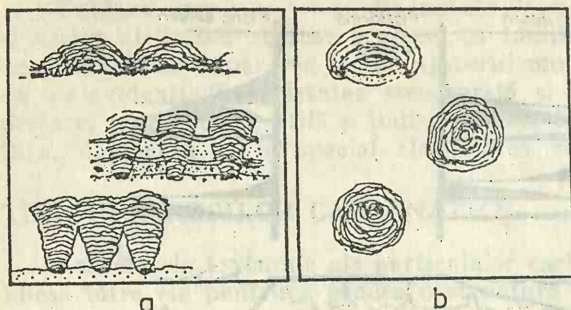


Fig. 4.44. Structuri laminitice coralgale: *a* — stromatolite şi *b* — oncoide.

zoice, datorită proceselor de neomorfism. Calcarele sarmaţiene din faleza de la Eforie Sud cuprind nivele de biocalcarenite cu evidente laminaţii oblice de curent, iar depozitele carbonatice detritice, de vîrstă urgoniană, din marginile multor platforme carbonatice (Getică, Hăghimaş) prezintă, adesea, structuri gradate.

Structurile depoziţionale *organogene* sînt foarte frecvente şi acoperă o gamă largă de produse carbonatice. În cazul sedimentelor bioacumulate, se recunosc uşor după abundenţa şi natura bioclastelor, iar în cazul sedimentelor bioconstruite trebuie descifrate cu atenţie, la o scară mai mare şi, de abia apoi, demonstrate prin argumente de ordin calitativ — natura organismelor, dezvoltarea areală şi temporală, geometria şi „detaliul" intern al corpului acumulat — un bioherm sau un biostrom ? Cele mai frecvente sînt structurile laminitice algale şi structurile coralgale.

Structurile *laminitice* caracterizate prin paralelismul şi alternanţa unor lamine milimetrice de culori diferite — deschise şi închise — sînt generate de acreţia algală şi exprimă o variaţie periodică a condiţiilor de sedimentare (fig. 4.44). Cu această configuraţie se dezvoltă în zonele peritidale şi respectiv în cîmpiile algale şi mai sînt denumite *laminite* sau *ritmite* ele se suprapun adesea complexelor stromatolitice şi pot fi întîlnite în depozitele jurasice din Dobrogea Centrală sau în cele din Hăghimaş, Lacul Roşu (Carpaţii Orientali).

Structurile *recifale* sînt şi ele bioconstruite de organisme coloniale — corali, alge, briozoare — circumscrise unui areal bine determinat geografic. Spaţiul „scheletic" adesea sparitizat este „colmatat" de bioclaste, peloide şi mîl carbonatic care conferă microstructurilor respective o mare diversitate petrografică. Marginal, *structurile coralgale* sau briozoarice se pot conjuga cu structuri laminitice spre continent şi cu structuri detritogene spre largul bazinului. În masivele calcaroase din Carpaţii Meridionali (se întîlnesc frecvent astfel de structuri).

Structuri postdepoziţionale. Specifice pentru calcare şi dolomite sînt structurile rezultate prin interacţiunea unui sediment carbonatic cu factorii mediului ambiant în care s-a depus (prelucrarea sa de către populaţii bogate în organisme, presiunea coloanei de sedimente acoperitoare, circulaţia soluţiilor interstiţiale şi degazeificarea) sau cu factori ai mediului subaerian în care, temporar, a fost exondat (evaporarea, eroziunea). Astfel, sînt cunoscute şi descrise structuri de bioturbaţie, dyke-uri neptuniene, structuri fenestrale şi stromatactis-uri, stilolite, duricruste etc.

Structurile de bioturbaţie se conservă mai frecvent în calcarele micritice în care sînt aliniate în lungul planului de stratificaţie şi se dezvoltă în interiorul stratelor sub forma unor canale cu traiecte foarte variate şi contrastante prin conţinut litologic. Structurile formative tip *burrows* (denumite generic *fodichnia, domichnia, pascichnia, cubichnia*) — sînt mai uşor de recu-

noscut decît cele deformative. Prezența lor constituie un criteriu de apreciere a diminuării ratei de sedimentare terigenă în momentul în care se realizează și, în cazul calcarelor, de reconstituire a zonelor subtidale și intertidale, populate intens de endobionți : moluște, crustacei, viermi. Se întîlnesc în calcarele triasice de la Isaccea și în cele de la Somova.

Dike-urile neptuniene intersectează transversal planele de laminație (stratificație) ale depozitelor subiacente și au deseori un traiect neregulat care sugerează „injectarea" lor în stare plastică și într-un mediu parțial litificat. Umplutura lor, cînd punerea în loc se realizează de sus în jos, poate antrena și bioclaste sau material terigen mai tînăr decît depozitele traversate.

Structuri fenestrale și stromatactis-uri. Sedimentele fine, micritice, peletale sau chiar carbonat-arenitice, cu porozitate primară cunoscută (bogate în goluri de deshidratare, de bioturbație sau contracție), adesea aliniată la suprafața de stratificație, evoluează prin diageneză în calcare micritice ale căror cavități (de dimensiuni milimetrice) sînt umplute cu calcit sparitic, fibros pe marginile golurilor și izometric în centru (fig. 4.45). Astfel rezultă structurile fenestrale sau ochi de pasăre, caracterizate prin baza rectangulară a golurilor și partea superioară neregulată ; pentru acest motiv ele au caracter geopetal și sînt utilizate în aprecierea poziției normale (sau răsturnate) a stratelor respective. Frecvența mare a unor astfel de goluri în lungul laminației primare a calcarelor respective poate conduce la confuzii cu stromatolitele ; așa se explică de ce în momentul descoperirii lor (Dupont, 1851) au fost botezate „stromatactis" ; a mai fost propus termenul *loferit* pentru micritele cu structuri fenestrale abundente. Indiferent de termenul utilizat, prezența lor în roci constituie un criteriu de reconstituire a domeniilor tidale.

Stilolitele sînt frecvente în calcare, în special în cele bogate în reziduu solid (minerale argiloase, hidroxizi de fier) care rămîne inert în solvările sub presiune. Aspectul de contact sutural se realizează între nivele cu compoziție sensibil diferită, sau pe marginile intraclastelor sau extraclastelor. La o scară mai mare, ele se pot confunda cu suprafețele de eroziune.

Structurile nodulare sînt determinate de abundența unor elemente cu aspect concreționar, cu forme neregulate, omogene din punct de vedere litologic (micritice, de regulă), care fac corp comun cu „matricea" în care se află. Modul lor de formare și-a găsit numeroase explicații și, probabil, că reprezintă rezultatul unor mecanisme variate. Asociate calcarelor de apă puțin adîncă pot fi considerate relictele unor structuri canaliforme ramificate, produse de *Thalassinoides*, parțial distruse și conservate sub formă de nodule (Blatt 1982). Prezente în calcarele de apă adîncă, ele sînt interpretate ca produse de resedimentare prin curgerea gravitațională a unor fragmente de sedimente plastice (mîluri) sau, alteori, ca produse de compactizare selectivă și reașezare mecanică a unor budine structurale. Cînd sînt asociate cu o matrice marnoasă se consideră produse de diferențiere diagenetică a carbonaților în raport cu fracțiunea argiloasă (Flü-

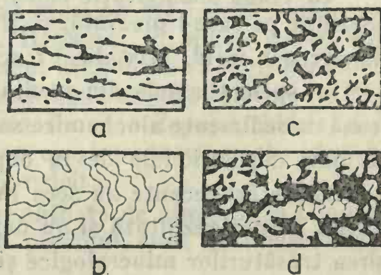


Fig. 4.45. Structuri fenestrale și stromatactis-uri : *a* — normale la stratificație ; *b* — paralele ; *c* — în micrite sărace în detritus ; *d* — în sedimente bogate în detritus.

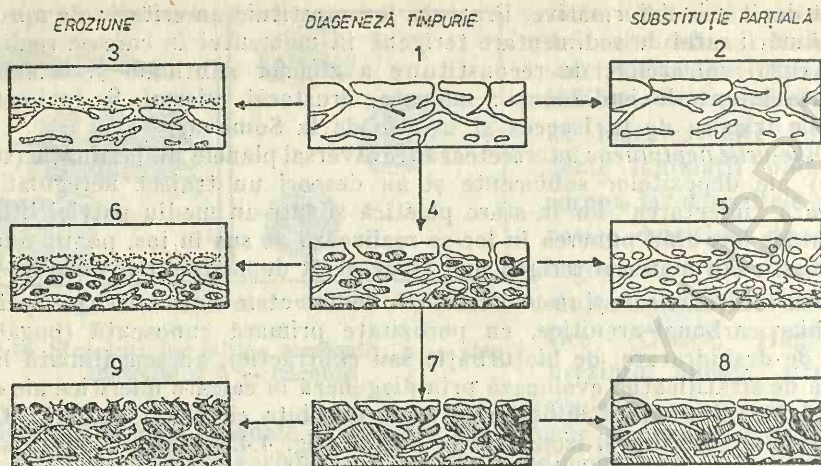


Fig. 4.46. Hargrounduri și structuri nodulare în sedimente carbonatice: *1, 2, 3* ... etape de evoluție [34].

gel, 1982). Calcarele micritice de la Agighiol, cele de la Cataloi („marnele" cu *Halobii*) și unele nivele de micrite negre din cariera de la Trei Fîntîni (Tulcea) par să corespundă acestui ultim punct de vedere (fig. 4.46).

Suprafețele de discontinuitate structurală evidente la diverse scări corespund unor procese sindepoziționale, de dizolvare selectivă; sau unui moment de exondare concretizat într-un *hardground* sau o duricrustă carbonatică (un caliche). Astfel de cruste intrabazinale au fost descrise după 1979 în ape de mică adîncime (la zeci de metri) sau în mări adînci (la peste 3 000 m) și se consideră că s-au format într-un interval de nedepunere de 25 000—125 000 ani. Suprafața lor este, adesea, însoțită de oxizi de Fe, Mn, perforații ale unor organisme epilite, alge, glauconit autigen etc.

4.3.3. Diageneza sedimentelor și rocilor carbonatice

În ciuda masivității calcarelor și dolomitelor și a gradului ridicat de coeziune pe care-l prezintă, puține sînt varietățile care apar direct sub formă de agregat rigid, cristalizat: scheletul colonial al recifilor, crustele de travertin, speleothemele din mediul cavernicol. Marea lor majoritate se acumulează ca sedimente alochemice sau litoclastice, care, supuse unor variate transformări depoziționale devin depozite litificate.

Cercetări recente au scos în evidență marea deosebire dintre sedimentul inițial și roca rezultată și au definit rolul pe care-l are diageneza în desăvîrșirea trăsăturilor mineralogice și structurale ale edificiilor petrografice carbonatice. Se pare că, spre deosebire de alte familii de roci, sedimentele carbonatice acumulate în mediul marin sînt litificate tîrziu, cînd ajung să fie exondate, sau sînt consolidate prin cimentare chiar în mediul de acumulare; îngroparea progresivă scoate din mediul de sedimentare depozitul respectiv — structura i se conservă, iar consolidarea lui se poate realiza mult timp după aceea.

Ținînd cont de faptul că sedimentele carbonatice actuale au o porozitate de 60—70%, iar depozitele litificate corespunzătoare lor au un volum al porilor de numai 2—3%, Friedman ridică, pe bună dreptate, întrebarea : de unde și cum a provenit cantitatea de $CaCO_3$ necesară diagenezei unor astfel de sedimente după compactizarea lor prin tasare ? Și tot el estimează la $6,3 \cdot 10^8$ m^3 $CaCO_3$ pentru cimentarea a 1 km^3 de sedimente cu o astfel de porozitate inițială. Faptele de observație foarte numeroase și de multe ori contradictorii vin să explice varietatea și marea mobilitate a proceselor diagenetice.

Pentru aceste motive diageneza sedimentelor carbonatice nu poate rămîne o simplă exemplificare a transformărilor postdepoziționale pe care le suferă în general un sediment. Unii autori (Bathurst, Milliman, Firedman, Folk) văd acest proces ca dependent de mediul natural în care sînt acumulate sedimentele, în special de mediul prin care trec aceste sedimente înainte de a deveni agregate litificate. Din acest punct de vedere, mediile diagenezei carbonatice au fost separate în :

— mediul submarin de apă puțin adîncă și apă adîncă ;

— mediul diagenezei meteorice în zonă vadoasă și zonă freatică ;

— mediul îngropării progresive „(subsurface") mult sub suprafața sedimentelor, suprapus adesea zonei de amestec a apelor marine cu cele meteorice.

În felul acesta, salinitatea apelor apare ca un factor de primă importanță în diageneza calcarelor. Lui i s-ar putea adăuga : rolul climatului, domeniul geotectonic și geomorfologic de acumulare a sedimentelor, raportul dintre eroziune și acumulare, factorii geochimici clasici (*p*H, *E*h, aportul de CO_2) și, nu în ultimul rînd, compoziția inițială a sedimentelor (natura carbonaților, conținutul de argilă, de substanță organică și elemente urmă).

Într-un astfel de context se detașează ca mecanisme specifice diagenezei depozitelor carbonatice : procese izochimice care determină litificarea mîlurilor, cimentarea, neomorfismul și procese alochimice care determină autigeneza necarbonatică.

Litificarea mîlurilor. Mîlurile carbonatice bogate în bioclaste, depuse în cîmpiile abisale sau platourile marine adînci ($>$3 500 m), se litifică mai frecvent prin cimentare decît prin compactizare. Particulele micritice care le constituie nu indică urme de deformare mecanică, dar prezintă contacte suturale și un ciment de supracreștere (format din Low-Mg-calcit) ; este cazul unor sedimente de apă rece din largul Arh. Bahama. În Marea Roșie sedimente pelagice au fost litificate printr-un ciment aragonitic și High-Mg-calcit-micritic. Rata slabă de sedimentare din această zonă explică, alături de temperatura apei, disponibilitatea $CaCO_3$ dizolvat de a se depune chimic și de a căpăta un anumit conținut de Mg. Simultan cu cimentarea poate avea loc o înlocuire a acelor de aragonit cu High-Mg-calcit.

Compactizarea mecanică a mîlurilor este inhibată de cimentarea timpurie (sau de procese de dolomitizare) și solicită presiuni mult mai mari decît sedimentele arenitice grosiere.

Cimentarea. Cimentarea sedimentelor carbonatice se poate realiza timpuriu — sindepozițional — sau mai tîrziu, în timpul îngropării sau exondării depozitelor respective. În funcție de sistemul în care s-au acumulat, procesul se dovedește a fi sever controlat de salinitatea apelor. Indiferent de momentul și locul în care apare, cimentul este un agregat sparitic cu morfologie variată,

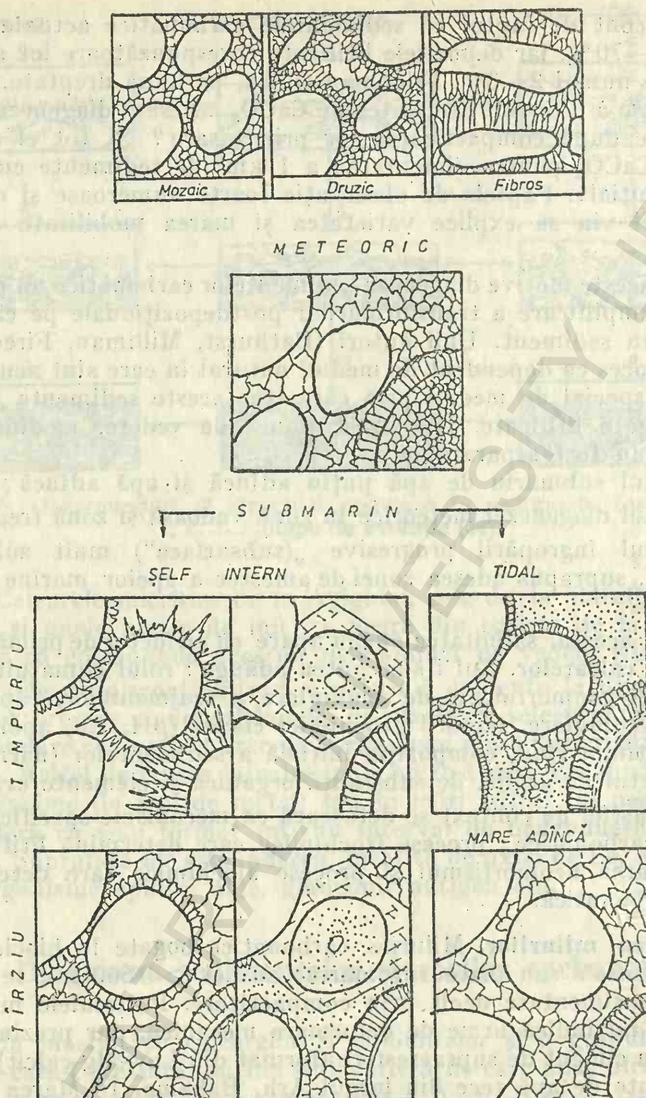


Fig. 4.47. Principalele tipuri morfologice de ciment carbonatic şi ocurenţele lui în diferite medii diagenetice [24].

care reduce mult porozitatea iniţială şi litifică considerabil sedimentul. Situaţile cele mai tipice în care apar procese de cimentare carbonatică corespund diagenezei meteorice, diagenezei submarine şi diagenezei de îngropare (fig. 4.47).

Pe fondul unei alcătuiri mineralogice omogene, de regulă un calcit slab magnezian, varietăţile texturale şi structurale sînt numeroase. În calcarele alochemice şi bioacumulate se recunosc două categorii diagnostice:

1) un ciment *timpuriu* sparitic, fibros sau fibros-radiar, care tapisează alochemele sau colmatează cavităţile interscheletice;

2) un ciment *tîrziu*, de asemenea ortosparitic, druzic sau echigranular (mozaic) sau, în raport cu bioclastele de echinoderme, sintaxial (de supracreştere); el colmatează spaţiul intergranular, are contacte liniare şi prezintă puţine impurităţi. Recunoaşterea caracterelor primare ale cimentului în rocile calcaroase este îngreuiată de procesele de neomorfism care şterg structurile şi morfologia iniţială cît şi trăsăturile sale mineralogice şi chimice.

Folosirea cimentului din calcare ca un criteriu de apreciere a domeniilor de acumulare a sedimentelor rămîne o încercare ipotetică, care în lipsa altor observaţii nu trebuie generalizată.

Neomorfismul carbonatic. În ciuda faptului că inversiunea şi recristalizarea sînt tratate drept procese fizice în stare solidă, iar trecerea aragonitului în calcit şi micritului în sparit ilustrează tendinţa fazelor instabile şi metastabile de a se reorganiza în faze stabile, desfăşurarea „de facto" a acestor procese în sedimente şi roci carbonatice este însoţită şi stimulată de prezenţa unui film de apă intercristalin; mediul de transformare trebuie, deci, considerat umed.

Aceste procese de neomorfism sînt o regulă pentru rocile de care ne ocupăm, iar efectele lor se confundă, adesea, cu cele ale cimentării.

Cazurile tipice, recunoscute în calcare, reprezintă transformări prin agradare şi constau în recristalizarea fazei micritice şi a cimentului acicular şi inversia aragonitului şi High—Mg-calcitului la calcit.

Recristalizări. Masele micritice din mîlurile carbonatice, în general, sau matricea sedimentelor şi calcarelor corpusculare sînt susceptibile de a trece în sparit (pseudosparit) inechicristalin cu contacte, adesea, suturale; tranziţia se realizează prin zone microsparitice şi şterge, de multe ori, vechile structuri. Atunci cînd ele se păstrează cu multe detalii (ca în cazul unor taluri de alge sau teste de foraminifere), sparitizarea s-a realizat progresiv, prin dizolvare selectivă în „frontul" transformării şi precipitare sintaxială pe microcristale, în spatele „frontului". S-a constatat că într-un astfel de proces impurităţile de argilă şi prezenţa Mg^{2+} inhibă agradarea. În sedimentele organogene prezenţa bioclastelor libere într-o masă de sparit întăreşte ideea de recristalizare a fostei matrice micritice; Fe se concentrează în calcitul neomorf.

Cimentul acicular-aragonitic din sedimentele de apă puţin adîncă este şi el foarte sensibil la creşterea presiunii şi temperaturii şi trece în ciment fibros, adesea radiar faţă de suportul alochemic.

Inversiuni. Într-un amestec de carbonaţi, indiferent de structura pe care o îmbracă şi edificiul pe care-l determină, aragonitul şi Mg-calcitul tind să treacă în calcit, fie printr-o transformare polimorfă (simplă inversiune homo- sau heteroaxială), fie prin calcitizare (o modificare ce ar implica intervenţia unui film micronic de apă).

Trecerea aragonitului în calcit druzic modifică structura cimentului din depozitele carbonatice peritidale şi/sau din mediile hipersaline lagunare şi afectează bioclastele de gastropode, cefalopode, octocorali, dassycladaceae, codiaceae etc. şi eliberează Sr^{2+} care poate deveni o sursă a autigenezei necarbonatice.

Calcitizarea aragonitului într-un mediu umed conservă structurile interne ale organismelor, ceea ce se poate argumenta prin mozaicul de cristale cu contacte liniare şi culoare brună a sparitului neomorfic (imprimată de reziduu organic) care apare.

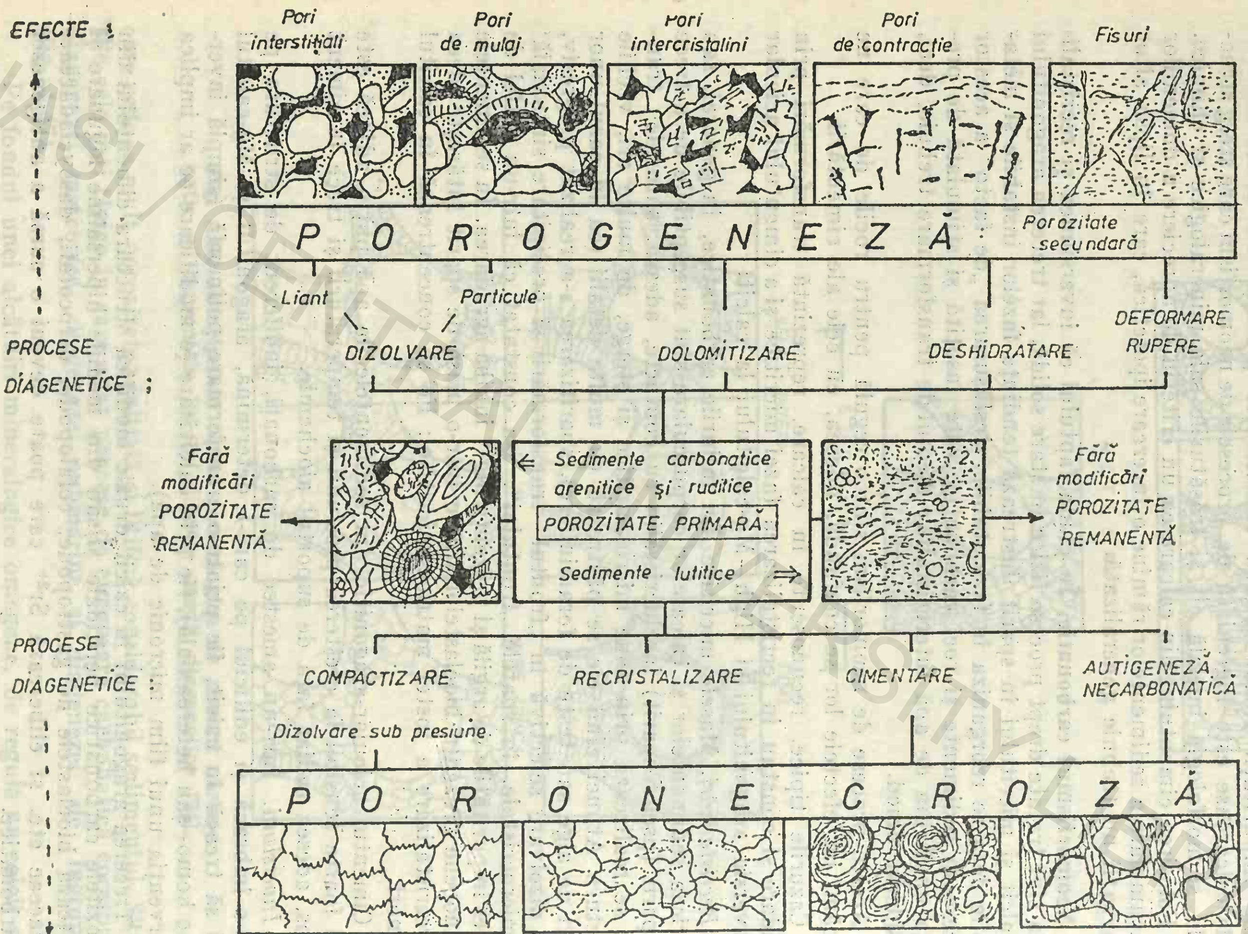


Fig. 4.48. Relații între porozitate și diageneză în mediile sedimentare carbonatice.

Porogeneza și poronecroza. Natura golurilor din sedimentele și rocile carbonatice explică, în bună măsură, calitatea de colector de hidrocarburi și capacitatea lor de a permite circulația unor soluții mineralizante.

Sedimentele carbonatice pot avea o porozitate inițială de pînă la 50% cînd sînt formate din particule arenitice și de pînă la 80% cînd sînt lutitice. Reducerea porozității, uneori pînă la 1—2%, cum este cazul în multe masive calcaroase, este efectul închiderii golurilor — al *poronecrozei* — prin diferite procese diagenetice : compactizare, cimentare, dizolvare sub presiune (fig. 4.48).

Alături de o porozitate remanentă, care exprimă participarea parțială a acestor procese la litificarea sedimentelor inițiale, porozitatea secundară exprimă clar rolul diagenezei în *porogeneză*. Vis-à-vis de formațiunile carbonatice litificate, principalele mecanisme care ridică procentul golurilor și conferă rocilor respective calitatea unui bun colector de fluide sînt : dizolvarea, transformările mineralogice de fază și efectele mecanice prin deshidratare și stress.

Dizolvarea. Micritul este mai puțin solubil decît sparitul și, de aceea, particulele alochemice de tipul bioclastelor și ooidelor cu texturi sparitice se vor dizolva mai ușor decît matricea lor sau peloidele ce le însoțesc. Caracterul selectiv al procesului de solubilizare determinat și de prezența impurităților argiloase se va concretiza în nașterea unui sistem de pori cu forme și dispoziții, evident, foarte neregulate. Genetic, efectul produs reprezintă o porozitate de dizolvare.

Transformările de fază mineralogică calcit → dolomit prin metasomatoză diagenetică conduc la reducerea volumului inițial al sedimentului sau rocii carbonatice (vezi dolomite) și la nașterea, astfel, a unei *porozități secundare*, de substituție, cu pori intercristalini. Arhitectura porilor va exprima în acest caz variația de chimism (și mineralogie) a depozitului primar.

Crăpăturile de uscare sau cele de sinereză din masa unui sediment, dizolvarea selectivă a intercalațiilor de compuși ușor solubili creează spații libere care sporesc porozitatea primară ; adesea, aceste spații se conservă quasiparalel cu suprafața de strat.

Efectele mecanice și, în special, tectonice sînt responsabile de apariția în calcarele scoase din mediul de acumulare a unui sistem de diaclaze, fisuri și fracturi controlat, de regulă, litologic și structural, și de aceea, ordonat spațial, care ridică gradul de comunicare între pori.

Autigeneza necarbonatică. Mediul diagenezei carbonatice, în funcție de calitățile sale chimice, *p*H, *E*h, elemente minore etc., este propice formării unor minerale autigene dintre care mai comune sînt : silicea, glauconitul, albitul, turmalina, sulfații, pirita, zirconul (!) ș.a. (fig. 4.49).

Ele se formează atît în etapele timpurii ale diagenezei cît și în cele tîrzii și se dezvoltă mai frecvent în rocile corpusculare, alochemice și clastice decît în cele bioconstruite ; de asemenea, abundența lor este mai mare în liant decît în alocheme sau fragmente biotice. Față de reziduul terigen-clastic cu care uneori se pot confunda, mineralele autigene prezintă următoarele trăsături diagnostice : apar în cristale euhedrale sau pseudomorfoze după alocheme și fragmente fosile, au incluziuni carbonatice identice cu masa în care se găsesc, întretaie elementele structurale ale „gazdei", prezintă, de multe ori incluziuni zonate și au proprietăți optice specifice (feldspații, de exemplu).

Minerale autigene	Sindiageneză: Timpurie	Sindiageneză: Tîrzie	Anadiageneză: Timpurie	Anadiageneză: Tîrzie
Pirit				
Siderit				
Albit				
Micrit				
Sparit I				
Sparit II				
Dolomit				
Parametrii mediului	pH=8-9 P_{CO_2}>	pH=7 P_{CO_2}>		pH=8-9 P_{CO_2}>
Procese fizico-chimice	Descompunerea mineralelor argiloase	Cristalizarea albitului; micritei; recristalizarea micritului		Substituirea albitului prin calcit, recristalizarea prin calcit

Fig. 4.49. Succesiunea de formare a mineralelor autigene în raport cu autigeneza carbontaică din calcare ale Seriei „Şisturilor negre“ din Carpaţii Orientali [50].

4.3.4. Sistematica rocilor carbonatice

Pentru a putea ilustra diversitatea proceselor care le generează, clasificarea şi denumirea rocilor carbonatice trebuie să ţină seama de „scara“ la care este efectuat examenul lor, deci de tehnica pe care o aplicăm pentru a descifra alcătuirea lor mineralogică şi petrografică. Este evident că o observaţie macroscopică nu va putea efectua distincţia dintre alocheme şi claste şi nici nu va putea sesiza natura mineralogică a carbonaţilor. Pe de altă parte, dacă scopul urmărit este acela de a descifra doar eterogenitatea şi porozitatea rocilor respective, atunci este evident că o asemenea departajare — intraclast-extraclast sau ooid-peloid etc. — nu se impune. În cazul în care se pune problema valorificării acestor roci pentru conţinutul lor de $CaCO_3$ sau $MgCO_3$, va deveni necesar un criteriu de apreciere chimic-mineralogic ş.a.m.d.

Ca în orice altă situaţie, criteriile utilizate vor servi un anume scop şi aplicarea lor va fi posibilă şi eficientă numai după un examen microscopic atent ; orice încercare de uniformizare şi simplificare a clasificării sau de extrapolare a unui singur criteriu asupra tuturor situaţiilor naturale s-a dovedit inoportună.

După cum am văzut, raportul mineralogic calcit : dolomit, respectiv raportul chimic $CaCO_3$: $MgCO_3$ se constituie într-un criteriu natural de separare a două categorii petrografice fundamentale : *calcare* şi *dolomite*.

Tentativele de clasificare a calcarelor (clasificarea dolomitelor va fi prezentă în capitolul „Dolomite“) au întîmpinat multe dificultăţi şi de aceea schemele elaborate, foarte numeroase de altfel, au putut fi foarte greu generalizate şi adoptate. Dintre toate încercările, după 1960 au rămas valide doar cîteva „clasificări de autor“ însuşite ca atare sau cu foarte puţine modificări şi devenite astfel operative. Ele folosesc criterii naturale şi corespund în foarte bună măsură atît unor scopuri teoretice cît şi practice. Mai mult decît atît, ele valorifică, la maxim, informaţia petrografică oferită de studiul microscopic şi structural al acestor roci. Prezentăm, în continuare, clasificările lui Folk (1959, 1960), Dunham (1962), Bissel şi Chilingar (1967).

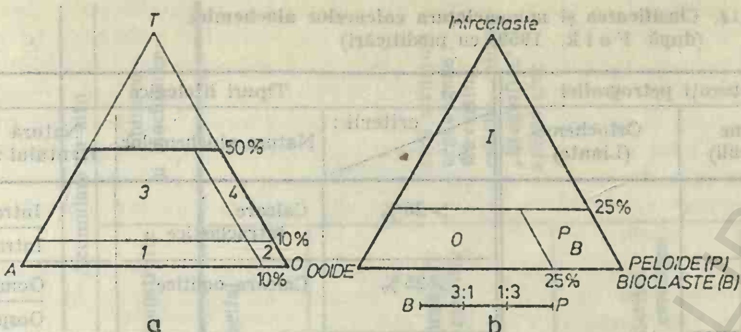


Fig. 4.50. Clasificarea calcarelor după Folk :
a — Diagramă ternară pentru clasificarea rocilor carbonatice : *A* — alocheme ; *O* — ortocheme ; *T* — material terigen ; *1* — calcare alochemice ; *2* — micrite, sparite, dolomicrite, dolosparite ; *3* — calcare alochemice cu material terigen ; *4* — micrite argiloase, dolomicrite siltitice etc. ; *5* — roci clastice ;
b — Diagramă ternară pentru clasificarea calcarelor alochemice : *I* — intramicrite, intrasparite ; *O* — oomicrite, oosparite ; *B* — biomicrite, biosparite ; *P* — pelmicrite, pelsparite ; *BP* — biopelmicrite, biopelsparite.

1. Clasificarea lui Robert Folk valorifică trei elemente petrografice cu largă ocurență :

a) natura și frecvența particulelor carbonatice intrabazinale în raport cu fracțiunea terigenă extrabazinală ;

b) natura masei fundamentale : micrit sau sparit ;

c) participarea „bioconstrucției" la formarea edificiului petrografic.

Combinînd primele două criterii se pot obține 4 categorii fundamentale (fig. 4.50) :

(1) calcare alochemice eterogene, care conțin mai mult de 90% particule carbonatice intrabazinale (alocheme) ;

(2) calcare ortochemice omogene, care conțin mai mult de 90% micrit sau sparit nediferențiat (ortocheme) ;

(3) calcare alochemice cu material terigen (10—15%) de dimensiuni arenitice sau ruditice ;

(4) calcare ortochemice cu material terigen (10—50%) de dimensiuni siltice sau lutitice.

Clasificarea calcarelor alochemice (prezentată în figura 4.50 b și tabelul 4.14) consideră raportul dintre principalele alocheme — intraclaste, ooide, peloide, bioclaste, oncoide — și natura liantului lor ; valoarea 25% pentru frecvența de participare a alochemelor respective se alege ca limită inferioară pentru separarea tipurilor petrografice. Se obțin astfel diferite categorii de roci prin combinarea prefixului intra-, oo-, pel-, bio-, onco- cu sufixul micrit și/sau sparit, de exemplu : intramicrit-intrasparit, oomicrit-oosparit etc.

Calcarele ortochemice — lipsite sau cu mai puțin de 10% elemente figurate — vor fi denumite, după criteriul textural, calcare micritice (sau micrite) și, respectiv, calcare sparitice (sau sparite). *Dismicritele* sînt micrite perturbate de bioturbație, parțial sparitizate sau cu sparit în goluri fenestrale.

Criteriile aplicate nu iau în considerare calcarele bioconstruite, pentru care Folk propune termenul general de *biolitite*, indiferent de natura organismelor care au participat la formarea lor.

Tabelul 4.14. **Clasificarea şi nomenclatura calcarelor alochemice (după Folk, 1959, cu modificări)**

Constituenţi petrografici		Tipuri litologice		
Alocheme (Corpusculi)	Ortocheme (Liante)	criterii: %	Natura alochemelor	Natura liantului: micrit / sparit
Intraclaste	Micrit şi Sparit	>25%	Calcare intraclastice	Intramicrit
				Intrasparit
Ooide		>25%	Calcare oolitice	Oomicrit
				Oosparit
Peloide		Pel/Bio = 3/1	Calcare peletale	Pelmicrit
				Pelsparit
Bioclaste		Pel/Bio = 1/3	Calcare bioclastice	Biomicrit
				Biosparit
Lumpuri		—	Calcare lumpale	—
Oncoide		>25%	Calcare oncoidice	Oncomicrit
				Oncosparit

Evident, clasificarea lui Folk are un caracter descriptiv, este simplă şi logică şi, de aceea, pentru calcarele „marine" poate fi aplicată pe scară largă. Ea conduce, indirect, la concluzii petrogenetice utile în reconstruirea mediilor de sedimentare.

2. Clasificarea lui Dunham (1962) este mai expeditivă, dar mai superficială. Punerea ei în aplicare nu solicită un examen microscopic riguros, dar cu toate acestea abordează, simultan, calcarele omogene, corpusculare şi bioconstruite. Criteriile folosite conduc — prin termenii separaţi — la o semnificaţie sedimentogenică (tabelul 4.15).

Tabelul 4.15. **Clasificarea rocilor carbonatice după Dunham (1962) (cu modificări)**

Extraclaste şi alocheme nelegate în timpul depunerii				Schelete şi bioclaste sudate depoziţional (organisme coloniale)		
cu mil carbonatic			fără mil carbonatic (uneori sparit)	Boundstone prin		
„mud-supported" Granule cu contacte „libere"		„grain-supported" Granule cu contacte tangenţiale		acreţie şi înglobare corali dendroizi	incrustaţie „mat algal"	bioconstrucţie coralgală recifi
<10%	>10%	>≈60%				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Tabelul 4.16. **Clasificarea calcarelor**
(simplificat după B i s s e l și C h i l i n g a r, 1967)

„Energia de bazin"	Raportul particule/micrit	% granule	Material mișcat de valuri și curenți					Acumulare in situ	
			Clastic		Precipitare-acreționare				
			detritic	schelete (bioclaste)	peloide	lumpuri	ooide	bioconstruite	chimice și biochimice
Agitație puternică	9/1	90	Detritic	Scheletal	Peletal	Lumpal	Oolitic (pisolitic etc.)	Recifal	fără structuri organogene: travertin, caliche, calcare „litografice" speleoteme
Agitație moderată		75	Detritic micritic	Scheletal, micritic	Peletal micritic	Lumpal micritic	Oolitic micritic	Coraligen micritic	
Agitație slabă	1/1	50	Detritic, Scheletal-micritic		Peletal,	Lumpal, — micritic	Oolitic		
Agitație intermitentă		25	Micritic, detritic-scheletal		Peletal,	Micritic — lumpal,	Oolitic	Micritic coraligen	
Mediu liniștit	1/9	10	Micritic detritic	Micritic scheletal	Micritic peletal,	Micritic lumpal,	Micritic oolitic		
			Micritic	Micritic		Micritic			

↕ Turbulența apei

Examinînd abundența particulelor carbonatice (indiferent de natura lor: alocheme sau extraclaste) în raport cu liantul și calitatea sa (micrit/sparit), Dunham ajunge să separe 4 categorii petrografice: *mudstone, wackestone, packstone, grainstone,* în care cantitatea de particule crește progresiv și poate fi interpretată ca direct proporțională cu creșterea gradului de agitație a apei în bazin (sau cu „energia de bazin"). În același sens se realizează tranziția de la roci cu particule libere („mud-suported") la roci în care particulele ajung să se atingă între ele („grain-suported") și să se sprijine unele pe altele.

Calcarele bioconstruite de organisme coloniale și sudate depozițional sînt denumite prin termenul general *boundstone* (echivalent al biolititelor lui Folk) și prin următorii termeni genetici:

— *bafflestone,* dacă scheletul rigid vertical al coloniei a fost colmatat prin acreție verticală cu sedimente clastice; au drept corespondent coralii dendroizi;

— *bindstone,* dacă edificiul este alcătuit din cruste suprapuse generate de alge (de tipul patului algal, stromatolitic);

— *framestone,* dacă structura rigidă a cadrului scheletic individual este cimentată simultan cu creșterea prin cruste algale (recifii de corali propriu-ziși).

Pentru semnificațiile sale genetice și ușurința de a permite separarea calcarelor corpusculare de cele masive-organogene, clasificarea tinde că fie larg aplicată în cercetările de teren, în examinarea carotelor de foraj, care nu implică și aprecieri legate de natura particulelor.

3. Una din cele mai recente sistematizări a calcarelor, aceea a lui B i s s e l și C h i l i n g a r (1967), reprezintă o sinteză originală a unor parametri folosiți în trecut în diverse alte clasificări. Criteriile luate în considerare de autori sînt:

— tipurile de particule (elemente figurate);
— caracterele texturale (granulația);
— raportul particule/micrit („grain/micrit ratio" = GMR);
— indicele energetic (sau energia de bazin).

Din combinarea acestora rezultă 7 categorii textural-structurale, care cuprind, în funcție de raportul micrit/granule, un alt număr de tipuri petrografice. Tabelul 4.16 prezintă o formă simplificată a acestei clasificări care, față de celelalte, integrează și calcarele de precipitație chimică, considerate, ca și cele bioconstruite, autohtone: travertinul, speleotemele, crustele caliche, tufa.

Aplicînd un criteriu strict granulometric, calcarele corpusculare se pot compara cu epiclastitele, către care, prin amestec cu material terigen, pot prezenta treceri frecvente (fig. 4.51). Categoriile petrografice cunoscute derivă din utilizarea aceleiași scări granulometrice ca și în cazul rocilor detritice (Udden-Wenthworth), iar nomenclatura lor folosește sufixul de etimologie latină: rudit, arenit, silt, lutit. În clasificări mai vechi, termenii derivați — *calcirudit, calcarenit, calcisiltit, calcilutit* — tind să aibă o semnificație genetică și să se refere la calcare clastice (extraclastice). Folosirea termenilor calcirudit și calcarenit a încercat să fie condiționată de abundența extraclastelor carbonatice, dar în mod evident ele pot fi însoțite și de alocheme (de bioclaste, de exemplu în biocalcarenite). De aceea, în prezent ei tind

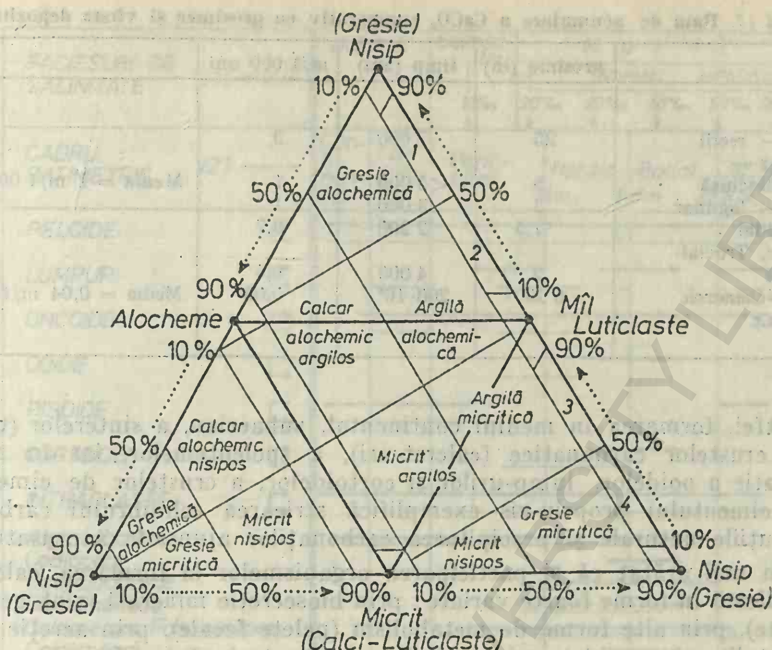


Fig. 4.51. Tranziţii posibile şi nomenclatura adecvată pentru domeniile de trecere de la calcarele alochemice şi micrite spre gresii (nisipuri) şi argile ; *1, 4* — gresie argiloasă ; *2, 3* — argilă nisipoasă [15].

să fie sinonimi cu grainstone (sau packstone). Printr-un acelaşi mod de a pune problema, calcilutitul este o categorie petrografică care se departajează greu de calcarul micritic (Folk) sau de mudstone (Dunham).

4.3.5. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

a. Petrogeneza calcarelor

Formarea calcarelor în istoria Pămîntului a fost controlată de doi factori a căror acţiune, adesea, a fost interdependentă şi concomitentă : *chimismul apelor* şi *activitatea biotică*.

Concentrarea ionilor de Ca^{2+} şi regimul CO_2 în ape reprezintă prima condiţie pentru separarea pe cale chimică a carbonatului de calciu. Procesul este stimulat în apele calde, adesea oxigenate şi, de preferat, agitate pînă la adîncimi moderate, care marchează echilibrul între rata precipitării $CaCO_3$ şi rata dezvoltării sale (în dreptul a ceea ce am numit CCD) (tab. 4.17). În acest cadru chimic şi batimetric, în toate mările şi oceanele Terrei, se dezvoltă şi viaţa, fie în formele sale vegetale care controlează echilibrul CO_2 în apă sau care, prin procese biochimice, germinează nuclei de aragonit şi/sau calcit, fie în formele sale animale care printr-un metabolism aparte contribuie direct la precipitarea $CaCO_3$ în bioclaste şi schelete coloniale rigide.

Din această relaţie manifestată intrabazinal se nasc, în sisteme depoziţionale foarte diferite, calcarele *autohtone*, de precipitaţie chimică şi cele organogene, bioconstruite şi bioacumulate.

Tabelul 4.17. **Rata de acumulare a $CaCO_3$ comparativ cu grosimea şi vîrsta depozitelor**

	grosime (m)	timp (ani)	m/1 000 ani	
Holocen				
Florida — recifi	25	7 000	3	
Rodriquez — mare deschisă	5	<5 000	1	Media = 1 m/1 000 ani
Florida — lagunar	3	3 000	1	
Andros-tidal	1,5	2 200	0,7	
G. Persic, Trucial-Sabkha	2	4 000	0,5	
Mezozoic-Cainozoic g. Persic	6 000	$200 \cdot 10^6$	0,03	Media = 0,04 m/1 000 ani

Astfel, formarea în mediul continental, subaerian, a sinterelor (travertinul), crustelor carbonatice (calcret-uri), a speleotemelor, iar în mediul subacvatic a ooidelor, lump-urilor şi cortoidelor, a crustelor de cimentaţie şi/sau cimentului propriu-zis exemplifică stricarea echilibrului carbonatic din soluţiile naturale şi precipitarea carbonaţilor ajunşi la suprasaturaţie.

Am mai arătat că şi participarea organismelor la formarea calcarelor se manifestă în forme foarte variate : prin biosecreţie minerală (sînt generate bioclaste), prin alte forme de metabolism (pelete fecale), prin acreţie algală (stromatolite şi oncoide), prin activitate geobacteriană (unele ooide, cimentări), prin bioconstrucţie recifală (biolitite).

Distrugerea pe cale mecanică a unor astfel de roci în afara bazinului de sedimentare, în momentele cînd au ajuns să fie exondate, generează litoclaste carbonatice, ceea ce constituie premisa formării calcarelor *alohtone* sau detritice (mecanice). Areal şi temporal, ponderea acestora din urmă este mult subordonată calcarelor autohtone.

Primele semne ale unei astfel de activităţi complexe se plasează cu 2,5 miliarde ani în urmă şi sugerează pentru tot intervalul care a urmat faptul că sedimentogeneza carbonatică s-a plasat într-un cadru natural deosebit de variat.

Cadrul geografic prielnic genezei calcarelor corespunde atît zonelor continentale cît şi bazinelor marine şi oceanice situate între paralelele de 30° lat. N şi 35° lat. S, ceea ce înseamnă, de fapt, arii de sedimentare într-un climat cu temperatură medie anuală de 22—26°C şi precipitaţii mai reduse ; în aceste condiţii, apele se consideră calde, pierd mai uşor CO_2, tind să aibă o salinitate mai ridicată şi precipită mai uşor $CaCO_3$.

Cadrul hidrologic, morfologic şi batimetric al bazinului completează seria de factori care condiţionează sedimentogeneza carbonatică (fig. 4.52). Astfel, dinamica apei în bazin, sintetizată prin „grad de agitaţie" şi dovedită prin intensitatea valurilor, mareelor şi curenţilor în raport cu poziţia substratului pe care are loc acumularea carbonaţilor, dictează formarea şi acumularea particulelor carbonatice (ooide, intraclaste, extraclaste, unele bioclaste) în sectoare cu energie de bazin ridicată şi, respectiv, a mîlului carbonatic (dar şi a peloidelor, a lump-urilor, a bioclastelor fine) în sectoare cu energie de bazin scăzută. Morfologia fundului poate proteja conservarea sedimentelor acumulate sau, din contră, poate favoriza reciclarea lor de către curenţi.

FACIESURI DE SALINITATE (1) — Dulcicol | Salmastru | Marin (NORMAL, HIPERSALIN) — 10‰, 20‰, 30‰, 40‰, 50‰, 60‰

CADRU BATIMETRIC (2) — Continental | Lacustru | Perilitoral | Neritic | Batial | Abisal — 10 m, 200 m, 2000 m

PELOIDE
LUMPURI
ONCOIDE
OOIDE
PISOIDE
CORTOIDE
INTRACLASTE
Alge albastre
Codiaceae
Dasycladaceae
Corallinaceae
Calcareous Foraminifere
Calcispongi
Hydrozoare
Corali
Briozoare
Brachiopode
Serpulide
Gasteropode
Pelecypode
Cephalopode
Ostracode
Echinoderme

Fig. 4.52. Cadrul batimetric și faciesurile de salinitate în care se formează particule carbonatice și în care trăiesc principalele categorii de organisme [25].

Pînă la urmă, însă, atît dinamica apelor cît și morfologia bazinului devin dependente de adîncimea suprafeței pe care are loc sedimentarea, funcție de care se disting ape de „mică adîncime" *(Shallow water)* în zonele litorală și neritică, și ape „adînci" *(Deep sea)* în zonele batială și abisală. Astfel, profilul batimeric al bazinului va controla îndeaproape natura particulelor carbonatice, biosecreția, acreția, bioconstrucția, transformările diagenetice, într-un cuvînt toate acele trăsături care creionează un facies sedimentar.

În funcție de toate aceste criterii Wilson (1975), separă mai multe *faciesuri standard* pentru a exprima ansamblul de depozite care se întîlnesc la un anumit nivel batimetric, bine și clar conturat de factorii sedimentării carbonatice : faciesul subaerian-continental, faciesul lagunar-evaporitic, faciesul peritidal, faciesul recifal, faciesul de șelf deschis, faciesul de taluz și faciesul cîmpiilor abisale (fig. 4.53).

Astăzi însă, cercetarea vechilor depozite calcaroase urmărește nu numai posibilitatea corelării lor cu astfel de modele faciale ci are în vedere și semnificațiile globale pe care acumulările carbonatice prin frecvență, grosime,

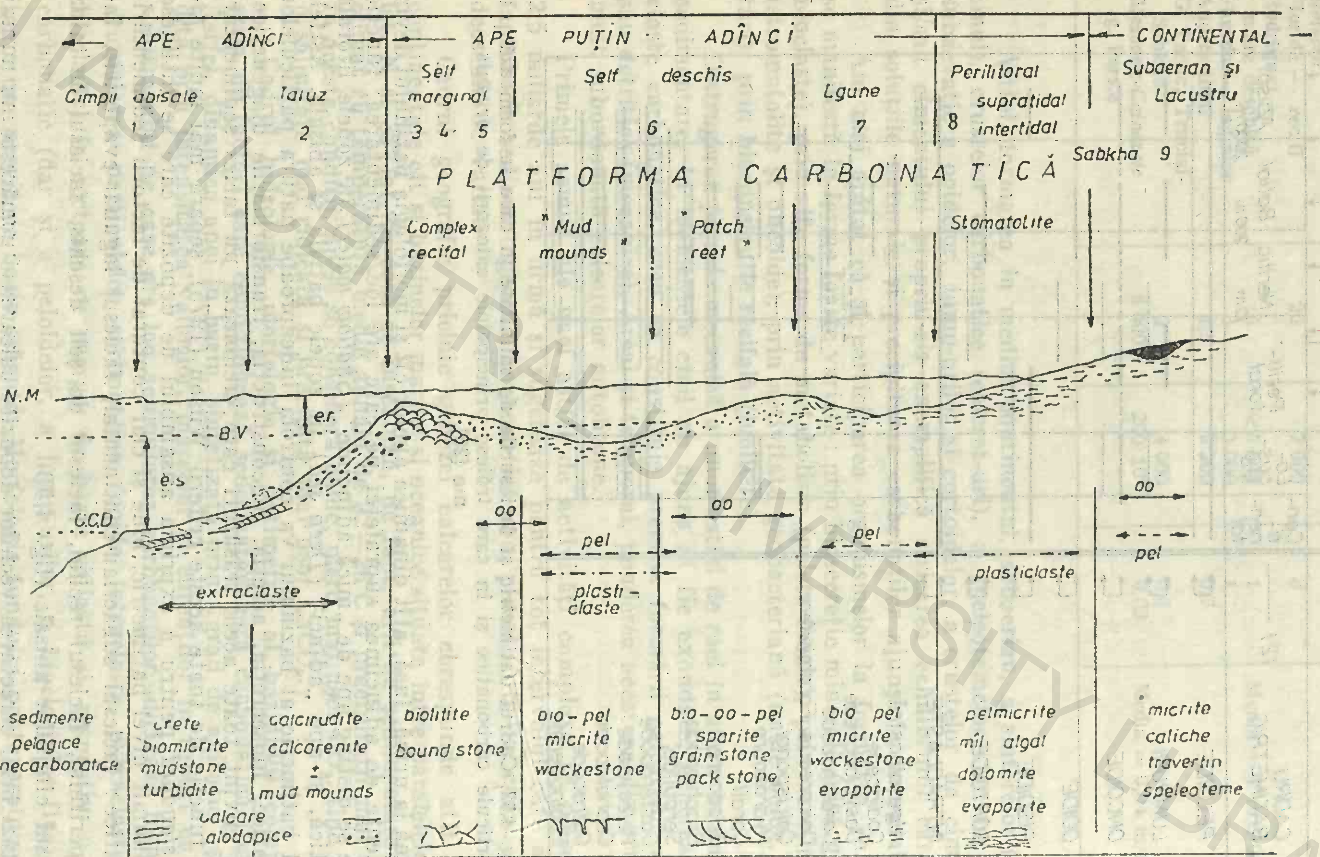


Fig. 4.53. Faciesurile carbonatice standard suprapuse mediilor de sedimentare și corelate cu principalele tipuri de calcare și dolomite [25].

extindere și diageneză le au vis-à-vis de parametrii geodinamici: stabilitatea tectonică a bazinului, exondarea sau îngroparea sedimentelor, oscilațiile de nivel.

Plecînd de la observația că rata medie de depunere a $CaCO_3$ este foarte mare în raport cu alte produse sedimentare (1 m /1 000 ani) și luînd în considerare echilibrul carbonatic fragil din Oceanul Planetar, rezultă că depozitele carbonatice ar trebui să aibă grosimi considerabil mai mari decît cele sub care apar azi (de ordinul zecilor de mii de metri într-o perioadă geologică). Lipsa grosimilor mari pentru calcarele și dolomitele intercalate în epiclastite și argile (depozite cu o rată de acumulare evident mai mică, dar cu grosimi reale mai mari) trebuie pusă pe seama numeroșilor factori care inhibă depunerea carbonaților: scăderea temperaturii și schimbarea *p*H-ului apelor, aportul terigen masiv, ridicarea CCD, scăderea potențialului biotic etc. În final, intervenția unor astfel de factori face ca un proces care în alte condiții este foarte productiv să stagneze și, astfel, să creeze impresia că sedimentogeneza carbonatică are un caracter sporadic în timp. Un alt aspect legat de factorii sedimentării carbonatice rezultă din compararea grosimilor reale ale masivelor calcaroase cu adîncimea bazinului în care s-au acumulat. În multe situații paradoxul este evident, pentru că o stivă de 1 000 sau 2 000 m grosime de calcare recifale, semnificînd prin toate caracterele sale bioconstrucția pe un șelf de maxim 200 m adîncime, nu s-ar putea realiza fără intervenția unor cauze geodinamice: subsidența activă a edificiului coraligen concomitent cu păstrarea unei adîncimi constante a apei deasupra ariei de sedimentare.

Trecerea sedimentelor în roci se poate afla, de asemenea, sub un control geotectonic pentru că se desfășoară între două situații extreme:

— de exondare temporară și aducere, astfel, în contact cu apa meteorică care va da edificiului final caracterul de depozit mixt: marin prin particule și continental prin ciment;

— de îngropare progresivă și litificare, fie prin comprimare, fie prin cimentare din soluții marine (sau eventual contaminate cu ape de infiltrație).

Din astfel de observații rezultă inportanța studiului rocilor carbonatice nu numai pentru reconstituirea sistemelor depoziționale, dar și pentru descifrarea cadrului geologic general în care a fost amplasat bazinul respectiv.

b. Petrogeneza dolomitelor

Dolomitele sînt roci asociate în mod obișnuit cu calcare și evaporite și, accidental, cu argile. Ele se întîlnesc mai des în formațiuni prepaleozoice și paleozoice, fiind rare în cele mezozoice și terțiare. În calcare micritice, calcilutite, depozite de gips, anhidrit și argile, dolomitele apar ca nivele interstratificate, bine individualizate, iar în masa calcarelor organogene, alochemice și clastice îmbracă forma unor mase neregulate sau a unor corpuri lentiliforme lipsite de limite tranșante.

În asociațiile naturale în care se găsesc, dolomitele îmbracă două aspecte petrografice fundamentale:

1) de roci compacte, microstratificate și lipsite de faună, acumulate în secvențe ritmice centimetrice, cu texturi microcristaline, echigranulare și structuri omogene, de precipitație chimică; ele sînt considerate *dolomite primare* și

2) de roci masive cu porozitate ridicată (20—40%), adesea cavernoase, cu texturi inechigranulare, porfibroblastice sau poikiloblastice și structuri

foarte variate (în special, diagenetice de substituţie şi recristalizare); ele corespund unor *dolomite secundare* şi s-au format prin diageneza timpurie şi/sau tîrzie a sedimentelor şi rocilor calcaroase.

Dolomitele *singenetice* (sau penecontemporane ≈ timpurii) conservă structurile paleosomului (calcare micritice, mudstone, wackestone) şi sînt fin granulare. Sînt asociate cu depozite de evaporite (gips, anhidrit), stromatolite, structuri birdseyes şi crăpături de uscare. Cuprind în constituţia lor, de regulă, protodolomit. Îndinţările de facies cu micritele şi calcilutitele sînt frecvente. Aceste dolomite îşi găsesc un corespondent în sedimentele holocene din Golful Persic, Florida, Bahama etc.

Dolomitele *epigenetice* (ale diagenezei tîrzii) au cea mai mare răspîndire şi se individualizează sub forma unor corpuri masive neregulate sau lenticulare care traversează unităţile depoziţionale şi structurile specifice lor. Ele se individualizează ca depozite de neoformaţie şi sînt alcătuite din dolomit larg cristalizat, adesea zonat; texturile şi structurile primare (ale paleosomului) sînt parţial şterse, elementele relicte ale acestuia putînd fi reprezentate prin bioclaste, alocheme, granoclaste şi chiar ciment. Asocierea lor cu calcarele recifale este, de asemenea, foarte frecventă. Dezvoltarea dolomitelor epigenetice sugerează, de multe ori, şi un control tectonic (ele apărînd în lungul unor fracturi sau al suprafeţelor de discontinuitate stratigrafică).

Pentru ambele categorii de roci, texturile faneritice (date de cristale cu diametrul mai mare de 0,004 mm) caracterizează *dolosparitele*, iar texturile afanitice (date de cristale cu diametrul mai mic de 0,004 mm — *dolomicritele*. Alături de caracterele texturale şi structurale, morfologia cristalelor de dolomit şi calcit, ca şi relaţiile dintre ele, reflectă diversele posibilităţi de geneză.

Petrogeneza dolomitelor continuă să fie o problemă controversată. Dacă astăzi caracterul lor poligenetic este unanim acceptat (el derivînd din diversitatea petrografică a acestor roci), semnele de întrebare continuă să se ridice cînd este pusă în discuţie stabilitatea dolomitului în mediul marin faţă de frecvenţa sa redusă în sedimentele actuale, cînd este analizat rolul factorilor de mediu în cristalizarea dolomitului şi, în ultimul timp, cînd se încearcă o comparaţie între modelele petrogenetice pentru sedimentele holocene cu cele atribuite vechilor secvenţe dolomitice.

Cercetări recente privind ocurenţele de dolomit şi dolomite şi mediile naturale au pus în evidenţă o mare diversitate de moduri în care acest mineral (şi aceste roci) se pot forma:

— cel mai frecvent în sau/şi pe seama sedimentelor peritidale acumulate în ape saline şi hipersaline cu adîncime mică (G. Persic, Ins. Bonaire, Pen. Florida) şi

— în ape de mare adîncă, deasupra limitei de compensaţie a carbonaţilor sau în domeniul continental, în aluviuni fluviatile şi deltaice sau în lacurile şi lagunele din spatele dunelor de nisip (Solar Lake-Israel, Coorong Lagoon-Australia, coasta Mării Roşii).

Nici una din aceste situaţii, însă, luate izolat nu trebuie să devină un model extrapolat pentru toate dolomitele terestre.

Mecanismele invocate au fost elaborate după studii experimentale privind stabilitatea dolomitului în soluţii naturale şi după cercetări privind asociaţiile naturale (actuale şi vechi) în care acest mineral se concentrează în edificii petrografice. În toate situaţiile, factorii care controlează petroge-

neza dolomitelor primare și secundare sînt de ordin chimic, termodinamic, petrografic, hidrologic, paleoclimatic și paleogeografic.

Dificultățile de interpretare a unor secvențe dolomitice sînt mult sporite de suprapunerea într-un același cadru geologic a diferite evenimente petrogenetice.

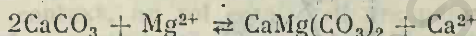
FORMAREA DOLOMITELOR PRIMARE PRIN NUCLEERE SPONTANĂ

Din punct de vedere termodinamic dolomitul este o fază stabilă în mările actuale și, de aceea, se consideră viabilă ideea separării sale pe cale chimică, în spațiul situat deasupra interfeței sediment-apă. Produsul de solubilitate a dolomitului la 25°C

$$[Ca^{2+}][Mg^{2+}][CO_3^{2-}] \approx 10^{-17}$$

descrește cu temperatura și crește cu p_{CO_2}.

Reacția care poate conduce la precipitarea dolomitului are forma:



$$2CaCO_3 + Mg^{2+} \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+}$$

și are constanta de echilibru:

$$K_{calcit-dolomit} = \frac{(Ca^{2+})}{(Mg^{2+})} = \frac{K_{cal}}{K_{dol}} = 10^{0{,}32},$$

ceea ce înseamnă că din soluțiile saturate atît cu calcit cît și cu dolomit concentrația molară la 25°C pentru Ca^{2+} este de două ori mai mare decît Mg^{2+} și, de aceea, din soluții cu (fig. 4.54)

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} > 2 \text{ precipită calcit; iar cînd } \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} < 2 \text{ precipită dolomit.}$$

Faptul că în apa mării raportul molar $m_{Ca} : m_{Mg} = 0{,}19$, iar $K_{dol} \approx 10^{-15}$ indică gradul de suprasaturare în dolomit a acesteia, ceea ce ar trebui să conducă în mod frecvent la precipitarea dolomitului în loc de calcit. Cu toate acestea, germinarea (nucleerea) dolomitului în mările actuale are loc foarte lent (viteza de reacție este foarte mică) și este inhibată de:

— sedimentarea terigenă (de aceea procesul poate fi declanșat în unele mări adînci în care sedimentarea suspensiilor lipsește);

— hidratarea puternică a ionilor de Mg^{2+} care, astfel, nu mai pot fi adiționați la rețeaua dolomitului;

— concentrația ridicată a ionului SO_4^{2-} (la valori mai mari de 5—7% nucleerea și creșterea dolomitului este oprită).

Această din urmă observație — argumentată recent de Karstner (1984) — aduce o lumină nouă asupra naturii factorilor chimici care ar determina separarea dolomitului din soluție. Astfel, poate fi mai bine înțeles de ce lipsește dolomitul din multe sedimente actuale acumulate în ape cu salinitate crescută, deci cu $SO_4^{2-} > 5\%$. Pînă la această remarcă, foarte controversata opinie[1] privind cauzele frecvenței mari a dolomitelor în Precambrian și Paleo-

[1] Bazîndu-se pe faptul că sintetizarea dolomitului a fost realizată numai la presiuni ale dioxidului de carbon superioare celor normate întîlnite astăzi în natură, Strahov presupune că în trecutul geologic atmosfera era mai bogată în CO_2, presiunea acestuia era mai mare și deci era îndeplinită această condiție a formării sale. Această situație s-ar fi schimbat în timpul Carboniferului, cînd cea mai mare parte din CO_2 s-a fixat în marile depozite de cărbuni; formarea primară a dolomitelor ar fi încetat, practic, în aceste momente.

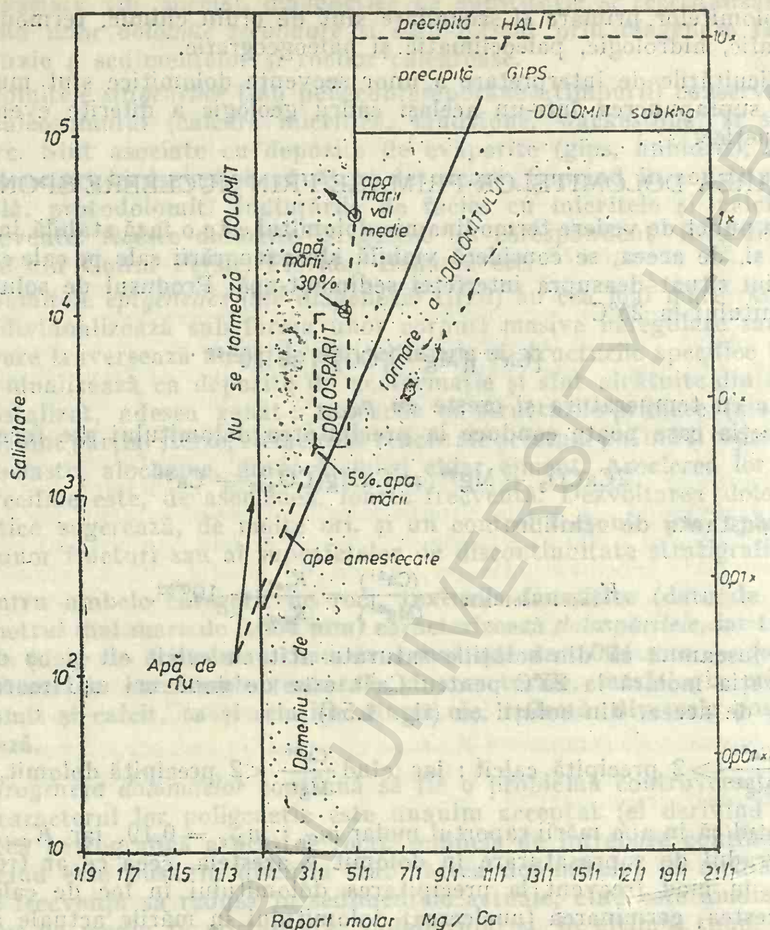


Fig. 4.54. Condiţiile fizico-chimice de precipitare a dolomitului [25].

zoic[1] îşi poate găsi o nouă explicaţie : M. Karstner consideră că mările din trecut au fost mai sărace în SO_4^{2-} (concentraţia absolută a Mg^{2+} neinfluenţînd fundamental germinarea dolomitului) decît mările mezozoice şi cainozoice.

FORMAREA DOLOMITELOR SECUNDARE

Procesul cel mai răspîndit de formare a rocilor dolomitice îl constituie matasomatoza sedimentelor şi rocilor carbonatice cu dolomit, prin intermediul soluţiilor interstiţiale care transportă Mg^{2+}. În astfel de soluţii, Mg^{2+} îşi are originea în apele saline şi hipersaline din mediile de acumulare a mîlurilor carbonatice sau în soluţiile interstiţiale din masa acestor sedimente ; o parte din el poate proveni prin dizolvarea calcitului magnezian sau a bioclastelor cu conţinut mai ridicat în Mg.

Procesul, denumit astfel *dolomitizare*, se manifestă fie penecontemporan cu acumularea sedimentelor carbonatice şi caracterizează etapa de sindiageneză a acestora (procesul se consideră „timpuriu"), fie după litificare, cînd

afectează masele de roci calcaroase în timpul emergenței lor și corespunde epigenezei (telogenezei) (procesul se consideră „tîrziu").

Dolomitizarea carbonaților se manifestă prin solubilizarea calcitului și precipitarea simultană a dolomitului; pentru desfășurarea unui asemenea fenomen concentrația Mg^{2+} în soluție trebuie să fie suficient de ridicată (de regulă, raportul $Mg^{2+}/Ca^{2+} \approx 5$ cu 200—1 000 ppm Mg^{2+}), iar volumul fluidelor care circulă prin sedimente sau roci trebuie să fie mare. Procesul este strict controlat de natura și structura paleosomului, de prezența substanței organice, de parametrii fizici ai mediului (temperatură, p_{CO_2} etc.).

Din observațiile de teren și datele experimentale a rezultat că aragonitul și H—Mg-calcitul sînt mai puternic (ușor) dolomitizate decît calcitul pur și slab magnezian. Observația își poate găsi o materializare în lipsa dolomitizării scheletelor de natură calcitică ale organismelor (foraminifere, echinoderme cretacice). Selectivitatea fenomenului este impusă de trăsăturile texturale-structurale ale paleosomului. Astfel, micritele și calcilutitele sînt mai ușor și mai omogen transformate decît calcarele alochemice și calciruditele. În acest context, un rol esențial îl are porozitatea sedimentului inițial, care asigură și controlează dinamica soluțiilor interstițiale purtătoare de Mg. Astfel, o masă preexistentă de calcar cu porozitate între 10 și 32% va conduce la un dolomit cu 40% porozitate. Presupunînd o permeabilitate medie a paleosomului de 10^{-5} cm/s (la 40—60% porozitate) și un gradient hidraulic de $2 \cdot 10^{-4}$ (care poate corespunde unei îngropări de 10 m), Choquette și Stainen (1980) au estimat formarea unei unități volumetrice de dolomit în $2{,}4 \cdot 10^{6}$ ani; evident, cu creșterea gradientului hidraulic și a porozității durata procesului poate să scadă la sute și zeci de mii de ani; procesele pot fi, de asemenea, accelerate de creșterea temperaturii soluțiilor respective. După Mattes (1980), cantitatea de Mg^{2+} necesară pentru a converti 1 cm^3 de calcit compact în dolomit este de $5{,}76 \cdot 10^{-3}$ moli; aceeași cantitate însă ar putea dolomitiza 33 cm^3 de mîl dacă porozitatea acestuia atinge 70%.

În procesele de dolomitizare substanța organică îndeplinește roluri diferite. Astfel, proteinele solubile și acidul aspartic inhibă nucleerea dolomitului care poate începe numai după oxidarea lor (cum se întîmplă în ariile supratidale), iar hidroliza ureei și procesele de fotosinteză pot ridica alcalinitatea mediului și, astfel, stimula dolomitizarea. Recent a fost subliniat și rolul unor alge și bacterii care inhibă hidroliza ionilor de Mg în apele sărate sau favorizează descompunerea compușilor de Mg (Gebelein, Hoffman 1973, Mansfeld, 1979). Bacteriile reducătoare de sulfați joacă, de asemenea, un rol important în producerea de CO_3^{2-} și în consumul de Ca (care intră în anhidrit) accelerînd, astfel, dolomitizarea timpurile a sedimentelor de apă puțin adîncă.

Dolomitizarea timpurie. Mecanismele imaginate pentru explicarea dolomitizării timpurii a mîlurilor carbonatice au la bază fapte de observație culese din cîteva zone clasice de studiu a dolomitelor actuale (Coorong Lagoon, G. Persic, M. Caraibilor etc.) și se diferențiază între ele prin rolul acordat dinamicii și chimismului apelor implicate în aceste procese. În cele trei modele petrogenetice elaborate, accentul este pus pe (fig. 4.55):

— infiltrația la flux și drenajul la reflux;
— ascensiunea fluidelor prin evaporație;
— amestecul și difuzia apelor dulci cu cele sărate.

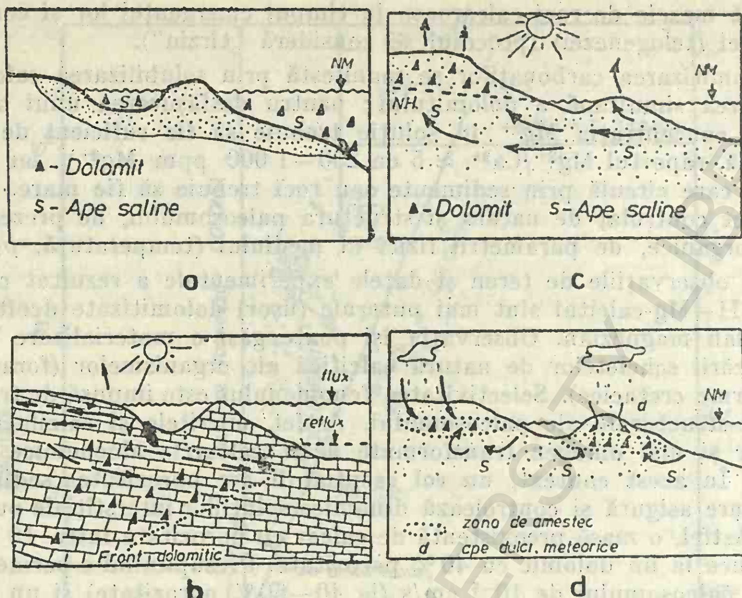


Fig. 4.55. Modele petrogenetice exprimînd principalele căi de formare a dolomitelor : *a* — primar, prin nucleere spontană ; *b* — secundar, prin „reflux evaporitic" („seepage") ; *c* — secundar, prin ascensiune capilară („Sabkha") ; *d* — secundar, prin amestecul apelor.

• Modelul *infiltrație la flux și drenaj la reflux* sau *seepage-refluction* (Adams, Rhodes, 1960 ; Deffeyes, 1965). Apele saline care inundă plajele în momentele de flux se infiltrează descendent în masa sedimentelor carbonatice supratidale pe care, în condițiile sauprasaturării lor în Mg, le poate converti în dolomite ; suprasaturarea este accelerată de evaporație, iar deplasarea frontului dolomitic dinspre continent spre mare este controlată de drenajul soluțiilor devenite hipersaline spre și sub nivelul de reflux al mării. Dolomitizarea creează în felul acesta un nivel „secundar" cu minerale de neoformație sub masa unor eventuale dolomite primare sau calcare depoziționale neafectate de aceste transformări (ex. în Ins. Bonaire și San Andreas din M. Caraibilor).

• *Modelul ascensiunea fluidelor prin evaporație („evaporative pumping")* (Hsu și Siegenthaler, 1969). În ariile peritidale și supratidale cantonate în zone calde și uscate (tip „sabkha de coastă") evaporația intensă antrenează ascendent soluțiile interstițiale din masa sedimentelor carbonatice poroase care, depunînd în nivele inferioare aragonitul și gipsul, se supraconcentrează în Mg^{2+} și îndeplinesc cerința pentru declanșarea substituției calcitului cu dolomit în imediata vecinătate a atmosferei. Așa se explică formarea unor cruste de dolomit secundar de pînă la 1 m grosime în Bahama, Pen. Florida, Coorong Australia sau în G. Persic (unde dolomitul se asociază cu gips). Dezvoltarea pe scară largă a unor astfel de procese ar fi putut avea loc în corelație cu momente de regresiune marină și se regăsesc în diferite regiuni de pe glob la nivelul Paleozoicului.

● *Modelul interacțiunea apelor meteorice cu ape marine sau „freshwater-seawater mixing"* (Folk și Land, 1975; Badio Zamani, 1973). Pentru a se explica dolomitizarea timpurie a sedimentelor intertidale și subtidale și formarea dolomitelor în regiuni în care au fost reconstituite astfel de situații geologice, s-a apelat la un nou model petrogenetic: formarea dolomitelor secundare în zone de difuzie și interacțiune (amestec) a apelor meteorice, dulci, cu ape marine, sărate. În astfel de zone s-a constatat că dolomitizarea este precedată de depunerea aragonitului și calcitului magnezian, ceea ce duce, în cazul unor soluții mai diluate și sărăcite în SO_4^{2-}, la ridicarea raportului Mg^{2+}/Ca^{2+}. Calculele efectuate de Folk și Land (1975) pentru a explica situația din ins. Andros (Bahama) au arătat că amestecul apelor freatice dulci, provenite din precipitații, cu 30% apă de mare, ar putea provoca o suprasaturare în dolomit (și, respectiv, o subsaturare în calcit). În aceste condiții, dimensiunea și forma corpurilor de dolomit vor fi controlate de dimensiunile și sensul de deplasare a pînzelor freatice și legăturilor ei cu apa intertidală sărată. În dolomitele formate pe aceste calcare, raportul Sr^{2+}/Ca^{2+} și conținuturile de Na și $\delta^{18}O$ au valori foarte apropiate de cele ale depozitelor precipitate din ape dulci sau cu salinitate scăzută. Studii recente susțin un astfel de model pentru a explica formarea dolomitelor vechi din Nevada (Formațiunea Hanson Creek Ordovician-Silurian) și din Baz. Illinois (Formațiunea St. Genevieve, Carbonifer).

Dolomitizarea tîrzie (Formarea dolomitelor epigenetice). Epigeneza unor roci calcaroase, de regulă recifale, este, de asemenea, considerată că poate conduce la formare de dolomite. Mulți autori nu acceptă decît o asemenea origine „metasomatică". Ei neagă procesele primare de formare a dolomitelor și văd în creșterea frecvenței lor o dată cu vechimea depozitelor un argument pentru acceptarea caracterului epigenetic al transformărilor. În același sens este interpretată și compoziția izotopică a carbonului din dolomite. Ca și în cazul calcarelor, se pare că procesele desfășurate în zona superficială de oxidare determină o îmbogățire în ^{12}C, în timp ce în procesele desfășurate sub această zonă se acumulează ^{13}C; faptul că în dolomite au fost constatate valori $^{12}C/^{13}C$ mai scăzute decît valoarea medie pentru calcare (88,1—88,7 față de 89,3) întărește ideea dolomitizării epigenetice. Substituția epigenetică conduce la creșterea porozității rocilor și prin aceasta constituie o premisă geologică favorabilă devenirii de colector pentru hidrocarburi (fig. 4.56).

Participarea organismelor la alcătuirea rocilor dolomitice a fost sugerată de faptul că unele resturi organogene recente conțin pînă la 25% $MgCO_3$. Din păcate nu se știe dacă magneziul din constituția lor a apărut înainte sau după moartea organismului; în timp ce se cunosc nenumărate schelete calcitice, nu se cunosc cu siguranță schelete alcătuite primar din dolomit. Numeroase observații arată că se produce o îmbogățire în magneziu a scheletelor după moartea organismelor; studiul formațiunilor recifale actuale pledează în același sens. Un sondaj efectuat în recifful de la Funafuti a arătat că în partea bazală, el este dolomitizat; aceasta ar fi însă rezultatul unei afundări progresive, deoarece în alte puncte procesul de dolomitizare se dovedește a



Fig. 4.56. Dolosparit; imagine microscopică.

se produce numai la adîncimi reduse. Producerea dolomitizării este însă departe de a se încadra într-o regularitate oarecare; în atolul de la Eniwetok, ea a fost constatată la nivelul depozitelor eocene, dar nu și la nivelul celor miocene. În Bikini, pe de altă parte, dolomitizarea lipsește complet.

Recent, unii cercetători au adus în discuție posibilitatea formării dolomitelor prin intervenția bacteriilor; se pare că au fost observate asemenea organisme care, la o adîncime potrivită pentru a fi în condițiile unei presiuni ridicate a dioxidului de carbon, determină precipitarea dolomitului.

Dincolo de certitudinile realizate în cercetarea dolomitelor și a confirmării diversității lor petrografice și, implicit, petrogenetice, prin studii rafinate de izotopi, microelemente, incluziuni solide și gazoase, zonalitate, microscopie electronică, stoichiometrie etc., se profilează, ca o incertitudine, întrebarea: pînă unde, în trecut, pot fi acceptate și utilizate într-un model viabil datele de observație privind trăsăturile actuale ale edificiilor petrografice dolomitice? Se poate oare vorbi — și în cazul dolomitelor — de o stabilitate termodinamică care să conserve, peste milioane de ani, faptele trecute și să ne permită, astăzi, o spectaculoasă întoarcere în timp?

c. Sisteme depoziționale carbonatice

Asociațiile faciale definite de Wilson (1975) reflectînd, de altfel, și condițiile de geneză a vechilor depozite carbonatice, exprimă sintetic principalele domenii de sedimentare carbonatică actuală și produsele care rezultă. Ele se succed din ariile continentale spre largul bazinelor oceanice sub forma unor zone concentrice, de regulă paralele cu linia de coastă și liniile care marchează variațiile bruște de adîncime în cadrul bazinului.

Sisteme continentale. Sedimentarea carbonatică în ariile continentale are loc în lacuri și în variate condiții subaeriene.

Depozitele carbonatice *lacustre*, prin natura lor sînt determinate de salinitatea apei, temperatură, adîncime, poziție geografică, populație biotică etc. Succesiunea faciesurilor imită, la o scară mai mică, succesiunea faciesurilor marine. Procesele care controlează acumularea sedimentelor sînt de natură chimică, biotică și mecanică și conduc la formarea de ooide, mîluri carbonatice, stromatolite cu laminație paralelă și ritmică, oncoide și nisipuri scheletale cu *Chara*, bivalve, gastropode și ostracode. Din punct de vedere mineralogic în lacurile dulci precipită calcit slab magnezian, iar în cele sărate aragonit și/sau H—Mg-calcit.

Sedimente carbonatice lacustre se formează azi în Great Salt Lake (S.U.A.), Lacul Constanța (Elveția), lacurile litorale mediteraneene și australiene din vecinătatea unor masive calcaroase etc., iar în trecut au fost recunoscute prin trăsături petrografice și structurale în Green River Formation (Utah, S.U.A.) și Ridge Basin (California).

În mediul *subaerian*, $CaCO_3$ se depune sub formă de sintere (travertin), caliche (calcret) sau speleotheme (stalactite, stalagmite, helictite) în goluri carstice.

Sinterele și crustele *caliche* sînt frecvente în zonele aride sau temperate, cu precipitații rare și se individualizează la suprafața unor cruste, resturi vegetale sau la suprafața sedimentelor poroase din luncile unor rîuri, din coluviile zonelor deșertice, de pe malurile unor lacuri și în soluri (orizontul B) sub forma de aglomerări de calcit, noduli — pisolite vadoase — cu structură

caracteristică, a canaliculelor colmatate cu sparit echigranular. În sedimentele de plajă subaeriene se individualizează un ciment calcitic de tip mozaic, formînd aşa-numitele „roci de plajă" (beach rock). Depozitele continentale subaeriene sînt, de regulă, contaminate cu oxizi şi hidroxizi de fier, care le imprimă o colorație roşie ; uneori conțin claste angulare de natură mineralogică diversă.

Sistemul (faciesul) lagunar-evaporitic. Situat într-un domeniu de tranziție, între cel continental şi cel marin, sistemul lagunar, cu ape hipersaline, este întotdeauna circumscris unui climat specific cald şi arid, în spatele unor bariere recifale sau bancuri de nisip care-l despart de domeniul marin. Apele liniştite şi puțin adînci permit acumularea mîlurilor carbonatice în care, uneori, se acumulează stromatolite, peloide şi lumpuri micritice, eventual cu faună stenohalină şi structuri de bioturbație. Carbonații sînt aragonit şi/sau Mg-calcit şi se asociază cu dolomit şi minerale evaporitice.

În prezent, astfel de sedimente se acumulează în lagunele din sudul S.U.A. (Florida Bay), Oceanul Atlantic (Bahama Bank), Oceanul Indian (G. Persic şi Shark Bay-Australia) etc., iar în depozitele vechi se prezintă sub forma unor mudstone-uri şi wackestone-uri cu dolomit şi gips, în Devonianul din Canada şi din Europa.

Sistemul marin cu ape puțin adînci. Sedimentarea carbonatică în ape marine de mică adîncime poartă amprenta existenței mareelor şi a instalării, în zonele de şelf, a barierelor recifale care subdivid spațiul de acumulare a carbonaților în zone cu trăsături sedimentologice distincte :

Subsistemul litoral (faciesul peritidal). Procesul de sedimentare în zonele litorale supratidale este controlat de evoluția subaeriană a depozitelor acumulate, iar în zonele intertidale de mişcarea periodică regulată a apelor. Relieful generat ca o expresie directă a geometriei corpurilor de sedimente corespunde unor vaste cîmpii litorale (tidale) şi unor bariere sau bancuri de nisip. Cîmpiile tidale sînt dominate de stromatolite laminare şi columnare şi paturi algale, afectate de bioturbații, cruste sedimentare, crăpături de contracție şi în zonele aride de dolomitizări penecontemporane, sulfatizări şi sărături. Barierele de nisip formate sub o adîncime a apei de pînă la 10 m sînt alcătuite din alocheme — ooide şi bioclaste (de gastropode, bivalve, ostracode, foraminifere).

În zonele *supratidale*, fosilele sînt rare, calcitul este magnezian, intraclastele formate prin contracție sînt frecvente şi se asociază cu calcret-uri şi pisoide vadoase.

În zonele *intertidale* predomină stromatolitele spongiostromate, cu structuri fenestrale, intercalațiile de peloide şi oncoide şi structurile de bioturbație de tip canaliform („bur rows") ; canale tidale întrerup frecvent faciesurile carbonatice şi permit acumularea unor lentile de nisip alochemic.

În asociație cu sedimentele perilitorale şi, în special, cu plajele emerse supratidale apar episodic depozite de furtună sau *tempestite* carbonatice formate din sedimente neprelucrate, aduse din larg de la adîncimi mai mari (25 m) şi depuse brusc peste o suprafață de eroziune, pe sedimentele subiacente (cu care nu concordă litologic) ; structurile lor nu prezintă orientări preferențiale, iar particulele constituente sînt bioclaste din diferite medii ecologice, plasticlaste, material terigen etc.

Toate coastele actuale cu maree înalte din vecinătatea tropicelor sînt favorabile acumulării unor astfel de sedimente. Secvenţe carbonatice vechi cu wackestone şi grainstone (oosparite, biosparite) sau cele cu stromatolite sînt interpretabile ca vechi sectoare intertidale şi, respectiv, supratidale.

Subsistemul neritic (faciesul de şelf deschis şi recifal). Sedimentarea pe şelfuri deschise cu adîncimi de 10—20 m este controlată de ape oxigenate cu salinitate normală şi un regim hidrodinamic care, de regulă, conferă bazinului o energie ridicată. În aceste condiţii sînt stimulate atît procesele chimice, cît şi cele biotice.

Sedimentele alochemice sînt frecvente : se formează ooide normale care generează structuri cu laminaţie oblică ; sedimentele organogene conţin bioclaste mari (moluşte, foraminifere) şi alge coralinacee şi dasycladacee ; bioconstrucţiile mici şi izolate, circulare tip *patch reef* sînt rare ; tranziţiile de la sedimentele carbonatice la cele siliciclastice sînt frecvente.

O formă de acumulare specifică acestor şelfuri o constituie bancurile mîloase micritce sau *mud mounds* (fig. 4.58), cu geometrie lenticulară, dezvoltate pe sute de metri şi efilate lateral în calcare stratificate. Se caracterizează prin abundenţa micritului, dispersia mare a bioclastelor (crinoidee, briozoare, alge) şi structurile fenestrale, tip stromatactis. Geneza lor este încă subiect de controversă : reprezintă depozite ale concentrării mecanice a mîlului sau ale acreţiei şi încrustaţiei prin alge sau briozoare ?

Sedimente cu o asemenea configuraţie se formează azi pe şelful Sukatan din Golful Mexic şi în sectoarele deschise, de mică adîncime, din dreptul Floridei, Cubei, Arh. Bahama sau Coasta Abu Dhabi. În depozitele vechi, astfel de sedimente îmbracă forma de grainstone (sau de calcarenite), de wackestone şi biomicrite, bogate în brachiopode şi echinoderme. Se asociază cratonilor stabili (în Carboniferul din America de Nord) şi Ciclului Yordale din Europa de NV (Marea Britanie) sau formează faciesuri recifale (în platformele din Alpi şi Carpaţi).

Complexele recifale reprezintă „ambianţe" sedimentare cantonate, de regulă, pe marginile zonelor de şelf, în ape cu adîncime mică, agitate spre larg şi calme între flancul intern al recifului şi continent. Pe ele se acumulează concomitent sedimente de natură organogenă, chimică şi mecanică ; de aceea,

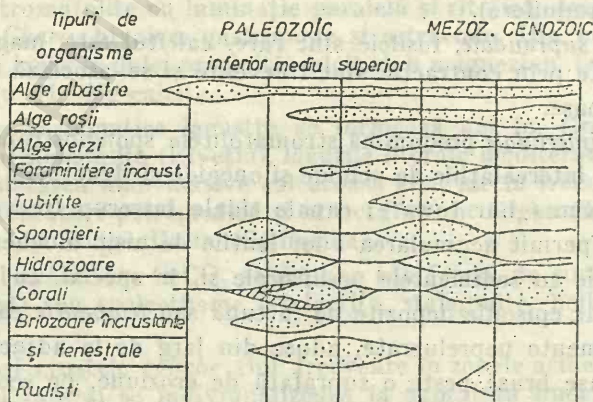


Fig. 4.57. Răspîndirea stratigrafică a principalelor grupe de organisme bioconstructoare (reconstituire după distribuţia temporală a calcarelor recifale [25].

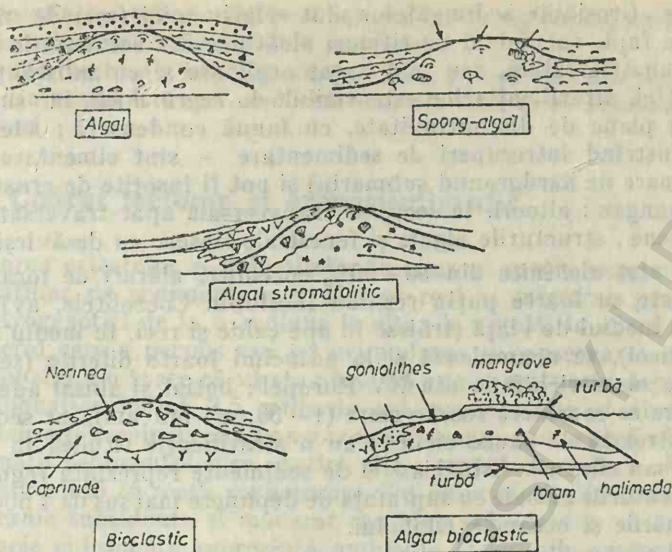


Fig. 4.58. Geometria acumulărilor carbonatice de tip „mud mounds" [25].

apar ca faciesuri îndințate. Diversele tipuri ecologice se întîlnesc în Marea Caraibilor, Golful Persic, în Oceanul Indian și în Oceanul Pacific și constituie bioconstrucții rigide, asociate cu sedimente detritice și cimentate biochimic și chimic. În ansamblu, o astfel de arie de sedimentare se identifică cu o *platformă carbonatică* care conține: flancul extern spre bazin, platforma (armătura) recifală, flancul intern (back reef) și laguna. Calcarele recifale din trecut reprezintă din punct de vedere petrografic *biolitite* sau *boundstone* din categoria *framestone* și *bindstone* (în terminologia lui Dunham). În Paleozoic sînt abundente biolititele generate de stromatoporide (Or-Dev.), de corali rugoși (Sil.-Carb.), de alge filamentoase (Carb.-Perm.), de spongieri și corali scleractinici (Tr.-Jur.) sau de rudiști (Cret.) (fig. 4.57).

În țara noastră calcarele recifale sînt bine dezvoltate în Dobrogea centrală și în platformele carbonatice din Hășmaș, de la Vama-Strunga, din M. Mehedinți, M. Bihor.

Sistemul marin cu ape adînci (faciesul de talveg și cîmpie abisală). În apele adînci, sedimentarea carbonatică este controlată de CCD și energia de bazin scăzută, iar uneori de aportul de carbonați din zonele de șelf sau extremitatea superioară a taluzului. Din punct de vedere mecanic ea se constituie într-o acumulare din suspensii (cazul pelagitelor) sau curgere în masă (cazul turbiditelor carbonatice).

Sedimentarea pelagică conduce la formarea de mîluri, crete, marne și atunci cînd toate aceste depozite sînt controlate ciclic, de factori recurenți se formează periodite carbonatice.

Mîlurile carbonatice cu pteropode, coccolite și foraminifere pot conține aragonit micritic sau acicular pînă la adîncimi de 3500 m și calcit pînă la 4500 m. Contaminarea lor cu fracțiune argiloasă duce la formarea sedimentelor marnoase, iar cu fracțiune vulcanoclastică, la depozite de tranziție spre

hialoclastite. Grosimile sedimentelor sînt relativ mici (zeci de metri) și reprezintă, de fapt, succesiuni de ritmuri alcătuite din secvențe litologice mai bogat carbonatice (albe), sau mai bogat argiloase și cu substanță organică (negre). Astfel, stratificația lor este vizibilă la scară mică, iar suprafața lor coincide cu plane de discontinuitate, cu faună condensată ; adesea, aceste plane — ilustrînd întreruperi de sedimentare — sînt cimentate intrabazinal (cu formare de hardground submarin) și pot fi însoțite de cruste și noduli de fier și mangan ; alteori, în secțiune transversală apar traversate de dykeuri neptuniene ; structurile algale și fenestrale lipsesc cu desăvîrșire.

Cretele sînt alcătuite din 30—90% coccolite, alături de foraminifere și microbioclaste cu foarte puțin reziduu insolubil. Coccolitele, avînd o largă toleranță la mediul de viață (trăiesc în ape calde și reci, în mediu marin normal și dulcicol), se acumulează și la adîncimi foarte diferite (șelf subtidal pentru creta maastrichtiană din NV Europei ; batial și abisal adesea). Rata de acumulare se consideră foarte mare (1—30 m/1 mil ani), iar sedimentarea lor este controlată de cauze ciclice ; au o stratificație ritmică în alternanță cu argile și/sau silexuri. Astăzi astfel de sedimente reprezintă regula în cîmpiile și piemonturile abisale cu suprafața de depunere mai sus de 4 500—5 000 m din toate mările și oceanele Globului.

Periodilele alcătuite dintr-o alternanță de calcare și marne, în orizonturi cu grosime relativ egală, exprimă caracterul ciclic al factorilor care au contribuit la formarea lor :

— fluctuațiile periodice ale adîncimii limitei de compensație a carbonaților, ca o consecință a circulației curenților de apă și a modificărilor gradienților de temperatură (ciclu de dizolvare în special a nanoplanctonului carbonatic) în alternanță cu :

— fluctuații ale producției de carbonați prin intermediul activității biogene (ciclu de productivitate) ;

— creșterea periodică a aportului de silicați detritici (ciclu de diluție).

S-au putut forma astfel ritmuri succesive alcătuite din două tipuri de secvențe : una predominant carbonatică (mîluri carbonatice sau calcare micritice) și alta predominant argiloasă (mîluri argilo-carbonatice sau marne). Un corespondent al unor astfel de periodite există în flișul eocen din Carpații Orientali și în calcarele triasice din regiunea Somova, Dobrogea de Nord (Baltreș, 1983, Grădinaru, 1985).

Calcare pelagice vechi, îmbrăcînd forma cretelor, mai puțin cimentate și foarte poroase, adesea cu accidente silicioase, se întîlnesc aproape în tot Cretacicul din Europa, iar calcare micritice roșii, negre, albe sau de mudstone și wackestone apar în Devonianul și Carboniferul din Europa hercinică sau în Triasicul din Dobrogea și în „Ammonitico Rosso" din Alpi.

Sedimentele alohtone, acumulate gravitațional la baza taluzului continental, prin transport în masă, aparțin după sursa care le-au alimentat la două categorii genetice :

1) calcare detritice alodapice bogate în extraclaste, provenite din distrugerea platformelor carbonatice și a recifilor amplasați pe șelful extern ;

2) turbidite carbonatice cu caracter proximal sau distal, provenite prin curgerea gravitațională sau curgerea mîloasă a sedimentelor din extremitatea superioară a taluzului continental (arenite, debrite). Bogate în carbonați și sărace în material terigen și argilă, aceste depozite vor păstra doar cîteva din trăsăturile turbiditelor siliciclastice : sînt slab și moderat sortate, au secvențe ciclice, prezintă urme de curent (mecanoglife de eroziune), iar fosilele

sînt rare. Cimentarea carbonatică le ridică gradul de rigiditate, iar structurile convolute și tasările diferențiale sînt mai rare.

În depozite vechi au fost descrise în Paleozoicul inf. din Apalachi, în Devonianul din vestul Europei, în Cretacicul din Alpi și în Triasicul din Dobrogea de Nord.

4.3.6. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Dezvoltarea calcarelor și dolomitelor în timp și spațiu exprimă diversitatea condițiilor de sedimentare a acestor roci și migrarea progresivă a factorilor petrogenetici de la o regiune la alta, de regulă, în acord cu cadrul tectonic general care a permis sau nu acumularea și conservarea unor stive groase de depozite. Cu toate că vîrsta absolută a celor mai vechi depozite sedimentare carbonatice indică 2,5 miliarde ani, expansiunea și diversificarea diferitelor faciesuri a coincis cu Phanerozoicul, despre care există și cele mai multe informații sedimentologice. Astfel, din punctul de vedere al cadrului tectonic, se apreciază că rocile carbonatice sînt circumscrise la două tipuri de bazine : puternic subsidente și moderat sau slab subsidente.

1. Bazinele subsidente reprezintă ambianțe favorabile acumulării unor stive groase de calcare, cu variații însemnate de facies și succesiuni litologice ciclice sau disciclice. Ele sînt localizate : (a) la marginea unor blocuri cratonice (de tip miogeosinclinal), care suportă acumulări de centuri carbonatice pe șelf extern (cazul calcarelor cretacice din zona centrală a Mexicului sau al dolomitelor din Tirol), bioconstrucții izolate (tip „pinnacle reef" — ca cele siluriene din Bazinul Michigan, S.U.A. sau devoniene din Bazinul Dinant, Belgia) sau rampe și platforme carbonatice (în Permianul din Bazinul Delaware, S.U.A.) ; (b) în lungul unor sisteme de fracturi liniare care delimitează fose (geosinclinale), atît în afara unor manifestări vulcanice, cît și în vecinătatea lor (calcarele petrolifere devoniene din Alberta, Canada și fosa Rinului din R. F. Germania).

Cu toate dificultățile pe care le implică corelarea vechilor cadre tectonice de sedimentare carbonatică cu cele actuale se acceptă că un statut identic cu bazinele marginale subsidente au Platforma Bahama, zona Marelui recif barieră din vestul Australiei și șelful Floridei (S.U.A.) ; de asemenea, unii atoli din Oceanul Pacific însoțesc, în prezent, aliniamente dominate de un vulcanism submarin.

2. Bazinele moderat și slab subsidente pot acumula depozite carbonatice cu grosimi mai mici, dar în același timp susțin spațial o mare varietate facială. Ele coincid unor cratoni stabili sau cu sectoare intrabazinale ridicate, amplasate departe de fracturi crustale active. Formațiunile carbonatice îmbracă forma biolititelor (a recifilor scheletici rip „framestone" în Silurianul din Gothland), a calcarenitelor de flanc (în Carboniferul de la Sacramento, S.U.A.) sau a acumulărilor micritice de tip „mud mounds" (în Ordovicianul din SV S.U.A.).

Dintre ariile de sedimentare actuală cu astfel de caracteristici tectonice, Golful Persic și Bazinul nicaraguan reprezintă două exemple clasice.

Dificultățile de paralelizare a depozitelor vechi cu sedimentele holocene rezidă și din aceea că oscilațiile de nivel din ultimul milion de ani au afectat considerabil capacitatea de conservare a unor serii complete de sedimente carbonatice. Astfel, se consideră că numai glaciațiunea Wisconsin-Würm (cu 15 000—18 000 ani în urmă) a contribuit la coborîrea nivelului mării cu peste 100 m, ceea ce a dus nu numai la un hiatus în sedimentare, dar și la exon-

darea şelfurilor oceanice, urmată de eroziunea parţială sau totală a depozitelor acumulate. Din această cauză, diversitatea faciesurilor carbonatice actuale este mai limitată decît în trecut, iar în consecinţă corelarea lor este mai dificilă.

O altă raportare tectonică poate reţine că „plăcile crustale" cu mişcări divergente conservă mai bine mediul natural de sedimentare decît cele cu mişcări convergente pe care se păstrează, parţial, produsele carbonatice. Astfel, bazinele de rift sînt mai compatibile cu sedimentarea carbonatică pură, decît cele de subducţie în care contaminarea cu material terigen este mai pronunţată ; de asemenea, în evoluţia procesului de sedimentare bazinele din lungul unor fracturi transformante de transtensiune sau transpresiune s-au dovedit gazde favorabile pentru calcare (Bazinul permian din Texas ; sectorul Peceneaga-Camena din Dobrogea Centrală, Grădinaru, 1985).

Relaţia temporală dintre calcare şi dolomite a mai fost subliniată, evidenţiindu-se schimbarea raportului dintre frecvenţa acestor roci în Precambrianul superior şi Paleozoic — favorabil dolomitelor — şi frecvenţa lor în Mezozoic (Triasic mediu, Jurasic inf., Jurasic superior — Cretacic inferior) şi Cainozoic (Eocen. Miocen sup.), favorabil calcarelor.

O astfel de evoluţie trebuie să aibă cauze complexe şi azi nu poate fi pusă, aşa cum accepta Strahov, pe seama schimbării unui singur factor (diluţia cantităţii de CO_2 în atmosferă).

4.4. EVAPORITE (HALITE)

Dintre produsele sedimentare a căror origine poate fi univocă fac parte şi evaporitele, asociaţii minerale formate în exclusivitate pe cale chimică şi separate din soluţii hipersaline a căror concentraţie a crescut progresiv, paralel cu pierderea apei prin evaporare. În acelaşi timp ele sînt faze minerale foarte solubile. De aceea, formarea şi conservarea lor în terenurile sedimentare se realizează greu, iar ocurenţa lor este rară. Condiţii de precipitare a acestor minerale sînt îndeplinite în medii situate în zone aride, cu precipitaţii foarte scăzute sau aport redus de ape dulci : lagune, golfuri, zone sabkha sau lacuri deşertice, în care se asociază frecvent fie cu calcare şi dolomite, fie cu argile. Din aceste motive prezenţa lor în vechile coloane litologice capătă o semnificaţie paleogeografică şi paleoclimatică cu un înalt grad de certitudine.

Importanţa studiului evaporitelor nu rezidă însă numai din aceste aspecte. Prin ele însăşi, evaporitele (halitele) reprezintă singurele surse economice de sare gemă, sulfaţi şi săruri delicvescente şi constituie, adesea, depozite potenţiale pentru unele pămînturi rare, potasiu, halogenuri ; nu de puţine ori halitele se asociază cu sulfuri metalice de Pb, Zn şi au un rol important în ecranarea acumulărilor de hidrocarburi lichide sau gazoase.

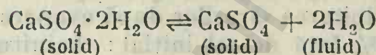
4.4.1. Mineralogie şi chimism

În constituţia depozitelor sedimentare evaporitice intră circa 70 minerale aparţinînd sulfaţilor, halogenurilor şi booraţilor, specii care definesc condiţiile lor de formare, şi multe altele, care le însoţesc ca minerale accesorii : silicaţi, oxizi, sulfuri. Din numărul acesta, puţine se regăsesc constant în asociaţiile care se formează azi în diverse medii de sedimentare (tabelul 4.18).

Tabelul 4.18. **Principalele minerale ale evaporitelor**

Cloruri	*Sulfați*
NaCl — sare gemă (n)	$CaSO_4$ — anhidrit (a)
KCl — silvină (Sy)	$CaSO_4 \cdot 2\,H_2O$ — gips (g)
$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ — carnalit (C)	$MgSO_4 \cdot H_2O$ — kieserit (ks)
$MgCl_2 \cdot 6H_2O$ — bischofit (bi)	$3\,Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$ — vanthoffit (Vh)
	$MgSO_4 \cdot 7\,H_2O$ — epsomit (reichardit) (e)
Cloruri + sulfați	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 4H_2O$ — leonit (le)
$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3\,H_2O$ — kainit (k)	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4\,H_2O$ — astrakanit
	$Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$ — glauberit (bg)
Carbonați	$2\,CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2\,H_2O$ — polihalit (p)
$CaCO_3$ — calcit	$K_2SO_4 \cdot 2\,MgSO_4$ — langbeinit (lg)
$MgCa(CO_3)_2$ — dolomit	$2\,Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6\,H_2O$ — picromerit (sh)
$Na_2CO_3 \cdot 2\,CaCO_3$ — shortit	Na_2SO_4 — tenardit (t)
$Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2\,H_2O$ — trona	$Na_2SO_4 \cdot 10\,H_2O$ — mirabilit (m)

Sulfatul de calciu îmbracă forma gipsului și anhidritului, două minerale frecvente în primele secvențe ale depozitelor evaporitice. Stabilitatea lor în natură este condiționată de temperatură, presiune și prezența apei. Solubilitatea anhidritului tinde să crească cu temperatura, iar cea a gipsului să scadă. În soluții apoase, anhidritul este stabil la peste 42°C, iar ghipsul sub această temperatură. În prezența apei, echilibrul între gips și anhidrit este dependent de activitatea apei, astfel (fig. 4.59):



$$\underset{\text{(solid)}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{(solid)}}{CaSO_4} + \underset{\text{(fluid)}}{2H_2O}$$

$$K_{(G-A)_{P,T}} = \frac{a_{Anh} \cdot a_{H_2O}}{a_{Gips}} = a_{H_2O}2$$

La o temperatură și presiune dată, gipsul și anhidritul coexistă stabil la o anumită activitate a apei. La alte activități, deasupra acestei valori critice, gipsul este faza stabilă, iar la activități inferioare este stabil anhidritul.

Precipitarea gipsului sau a anhidritului, ca faze stabile dintr-o soluție dată, atunci cînd solubilitatea acestora este depășită, depinde numai de presiunea parțială a vaporilor de apă și nu de natura componenților dizolvați.

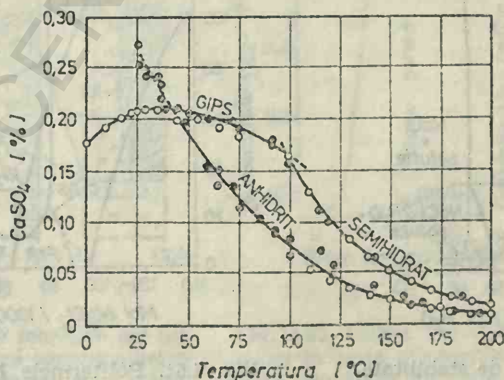


Fig. 4.59. Solubilitatea gipsului și anhidritului în apă, la diferite temperaturi [58].

Cu toate acestea, datele experimentale ale lui Posnjak (1940) au arătat că gipsul începe să precipite la o concentrație în săruri de 3,5 ori mai mare ($S = 120‰$) decît salinitatea normală, la o temperatură de 30°C, iar la temperaturi și concentrații mai ridicate se depune anhidritul.

Halitul sau sarea gemă este compusul cel mai răspîndit în depozitele evaporitice. Mineral cu legături ionice tipice, halitul este mai solubil decît sulfații de calciu. În sistemul biocomponent $NaCl-H_2O$ apar trei faze solide (fig. 4.60): NaCl, $NaCl \cdot 2H_2O$ (hidrohalit) și gheață și trei puncte invariante la +0,1°C, −21,2°C și −25,2°C. Din diagramă rezultă că halitul are un coeficient de solubilitate pozitiv foarte mic, ceea ce confirmă faptul că prin răcirea soluțiilor saturate de sare precipită cantități mici de halit. Precipitarea halitului este însă accelerată de pierderea apei din sistem prin evaporare și este declanșată cînd volumul inițial s-a redus la 1/10.

Sărurile de potasiu și *magneziu* (silvina, carnalitul, kiesseritul, polihalitul) au un puternic carcater delicvescent (adică se dizolvă în soluția formată prin absorbția higroscopică a vaporilor de apă din atmosferă).

Sistemul policomponent $NaCl-KCl-MgCl_2-Na_2SO_4-H_2O$ se apropie cel mai mult de compoziția apei de mare și poate fi utilizat prin descifrarea ordinii de precipitare a principalelor minerale delicvescente. Echilibrul sistemului cu un conținut variabil de $MgCl_2$ și la saturație în NaCl este dependent de temperatură (fig. 4.61).

Compoziția apei de mare ($S = 35‰$) la 25°C în raport cu sistemul sus menționat este dată de relația $Mg + SO_4 + K_2 = 69 + 24,59 + 6,41 = 100$ și poate conduce la precipitarea sărurilor după evaporare atunci cînd volumul său este mai mic de 2% față de cel inițial: kainitul la 1,96%, carnalitul la 1,170% și bischofitul la 0,927%. Ordinea teoretică de depunere a acestora este (v. fig. 1.30 și 1.31):

— precipitate de sulfați de Na, Mg sau Mg fără K;

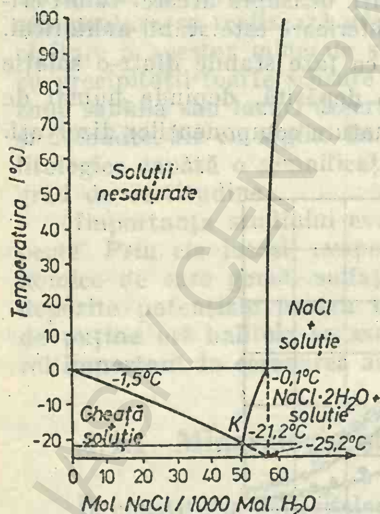


Fig. 4.60. Domeniile de stabilitate a sării geme în prezența apei în sistemul $NaCl-H_2O$ [58].

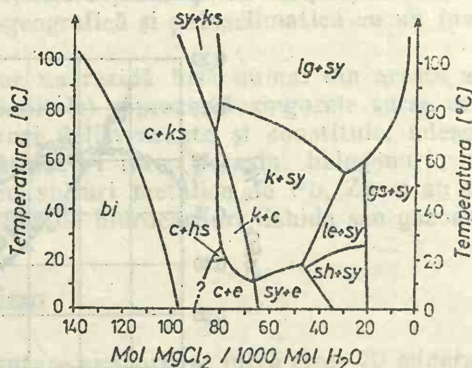


Fig. 4.61. Politermele $MgCl_2$ — echilibre stabile — în sistemul cu 5 componente, saturat în NaCl și KCl; prescurtările sînt explicate în tabelul 4.18 [58].

— precipitate de săruri de Mn și K fără carnalit ;
— precipitate de carnalit ;
— precipitate de bischofit.

Grosimile acestor precipitate calculate pentru un strat gros de 100 m halit depus anterior, în cazul unor echilibre stabile (a) și metastabile (b), sînt redate în figura 4.62.

Elementele rare din evaporite — Br, Rb, Sr substituie izomorf Na, K, Ca, Mg, din mineralele principale, intră în constituția unor minerale accesorii (borați, magnezit, celestină, pirită) sau se concentrează în spațiile planare ale mineralelor argiloase. Astfel, bromul, element cu o concentrație de numai 65 mg/l (0,0065%) în apa mării, substituie Cl^- în halogenuri într-o proporție directă cu conținutul său în soluție. Acest lucru este confirmat, pentru halit, de exemplu, de alura curbei din figura 4.63, care exprimă conținutul de Br din principalele minerale evaporitice ce au cristalizat din soluții cu diferite concentrații. În cazul silvinei, carnalitului și bischofitului cristalizate din aceleași soluții se constată că Br are o concentrație mai mare de 10,7 și, respectiv, 9. Observația este de natură să sugereze posibilitatea utilizării conținutului de Br din halit ca indicator al salinității (compoziției) apelor din care el a cristalizat. S-a putut constata că în cazul în care bazinul este închis, conținutul de Br al halitului crește repede și proporțional cu trecerea spre un facies hipersalin.

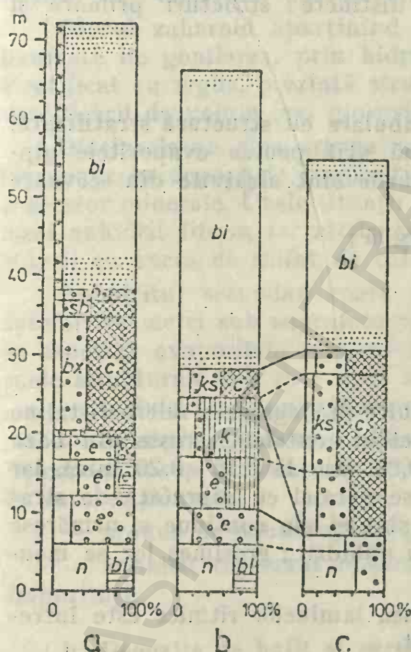


Fig. 4.62. Grosimile teoretice ale mineralelor evaporitice pentru o depunere de halit de 100 m : *a* — echilibre metastabile ; *b* și *c* — echilibre stabile (prescurtări în tabelul 4.18) [58].

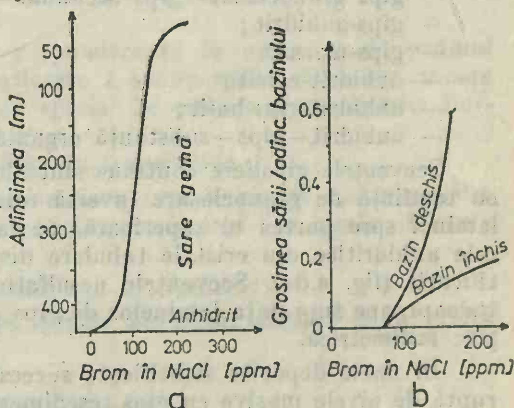


Fig. 4.63. Curba variației conținutului de brom în seria evaporitică de la Stassfurt *(a)* și în depozitele de halit acumulate în bazine deschise și închise *(b)* [58].

4.4.2. Petrografia evaporitelor

Edificiile evaporitice se individualizează alături de argile, marne, dolomite și/sau calcare sub formă de agregate, întotdeauna cristalizate, echi- și inechicristaline. De la nivele centimetrice izolate, de depozite cu grosimi considerabile, de ordinul zecilor și sutelor de metri, evaporitele sînt adesea roci monominerale, alcătuite fie numai din sulfați de calciu — gips și anhidrit — fie numai din halit sau din săruri delicvescente. Rareori în același cadru geologic se întîlnesc evaporite care să cuprindă întreaga serie de minerale evaporitice, ceea ce pentru asociațiile de minerale foarte solubile sugerează fie faptul că nu s-au menținut condiții chimice de precipitare o perioadă mai îndelungată, fie că nu s-au conservat.

Caracterele structurale ale depozitelor evaporitice reflectă, astfel, atît o „cauză primară" — un context depozițional — în care separarea din soluții naturale intrabazinale a jucat un rol esențial, cît și o „cauză secundară", un complex de transformări diagenetice care au determinat remobilizări și recristalizări semnificative la nivelul asociației litologice care cuprinde evaporite. Cu toate că mecanismele care generează structuri evaporitice — indiferent de momentul în care acționează — sînt doar de esență chimică, o sistematizare a lor este dificilă pentru că morfologia cristalelor, geometria agregatelor, natura și poziția incluziunilor sînt dintre cele mai diverse. Fără a putea avea întotdeauna certitudinea plasării lor în raport cu momentul cînd au fost create, observațiile efectuate asupra ocurențelor clasice tind să conducă la separarea a două categorii distincte: structuri primare și structuri secundare (diagenetice).

a. Depozite de gips și anhidrit

Structuri primare ritmice. Corpurile tabulare cu structură stratificată, ritmică, reprezintă o caracteristică comună atît pentru evaporitele gipsifere, cît și pentru cele anhidritice. Ritmurile sînt alcătuite din secvențe milimetrice cu mineralogie diferită:

— gips granoclasat—gips secundar—argilă;
— gips-anhidrit;
— gips-marnă;
— anhidrit-calcit;
— anhidrit-gips-halit;
— anhidrit—gips—substanță organică.

Secvențele gipsifere continue sînt alcătuite din agregate microcristaline cu tendință de granoclasare inversă (diametrul cristalelor crește din baza laminei spre partea ei superioară, de la 0,01 mm la 0,15—0,20 mm), iar cele anhidritice din cristale tabulare dispuse paralel cu suprafața de stratificație (fig. 4.64). Secvențele nesulfatice sînt și ele continue și urmăresc îndeaproape suprafața laminelor de gips sau anhidrit; grosimea lor se menține milimetrică.

În unele depozite stratificate succesiunea laminelor ritmice este întreruptă de nivele masive cu gips resedimentat.

În depozitele miocene din zona subcarpatică se pot identifica mii de ritmuri bisecvențiale de gips-argilă, pe grosimi de sute de m, iar în Formațiunea de Castilia (Baz. Delaware, Texas, S.U.A.) pe o grosime de 400 m au fost numărate 260 000 ritmuri a căror continuitate poate fi urmărită pe 80—100 km.

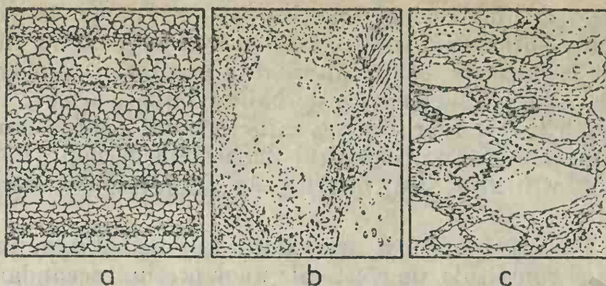


Fig. 4.64. Evaporit gipsifer cu laminaţie paralelă (ritmit) *(a)*, porfiroblaste de gips *(b)* şi anhidrit nodular *(c)*.

Structurile secundare în depozitele gipsifere îmbracă diferite aspecte particulare, dintre care porfiroblastele, agregatele zaharoide şi diaclazele sînt cele mai frecvente. Spaţial, aceste structuri sînt caracteristice sedimentelor apropiate de suprafaţă şi se datoresc, mai ales, proceselor de hidratare a anhidritului.

Porfiroblastele de gips apar ca agregate larg cristalizate în care cristale mari de gips, maclate în coadă de rîndunică, includ, ca relicte, granule corodate de anhidrit. Sînt descrise în multe depozite asiocate rocilor carbonatice (în Platforma Moesică etc.).

Gipsul zaharoid aparţinînd varietăţii albastru are structuri nodulare generate de gonflarea, prin hidratare, a anhidritului sau, cînd este interstratificat cu argilă, prezintă structuri *enterolitice*, de cutare strînsă datorită modificării de volum (ex. gipsurile de Perchiu, din avanfosa carpatică).

Diaclazele cu gips prismatic depus transversal pe pereţii fisurilor sînt frecvente în depozitele evaporitice sulfatice şi ilustrează marea mobilitate a acestor minerale. Unele situaţii sînt privite ca provenind din transformarea unui anhidrit fibros, iar altele ca produse de depunere primară, direct din soluţii cu exces de sulfat de calciu.

Anhidritul secundar apare cu preponderenţă la adîncimi de ordinul sutelor de metri sub suprafaţa de aflorare a sedimentelor şi rocilor cu care se asociază evaporitele respective, în special în calcare şi epiclastite. Formele structurale sub care apar sînt :

— nodule masive de culoare albă sau translucidă ;

— interstiţial, sub formă de cristale clare, care, depăşind spaţiul porilor în care-şi încep germinarea, includ marginal carbonaţi sau claste din roca în care se dezvoltă ;

— produs de substituţie a gipsului sau bioclastelor ;

— anhidrit regenerat epigenetic, adesea idiomorf, alungit şi cu multe impurităţi.

b. Depozite de halit şi săruri delicvescente

Sarea, acumulată în strate cu grosimi mult mai mari decît gipsul şi anhidritul, prezintă texturi mediu şi larg cristaline în care cristalele au contacte suturale sau liniare şi prezintă numeroase incluziuni, lichide, solide sau gazoase. Structura de ansamblu a acumulărilor de halit poate fi masivă, omogenă, stratificată sau ritmică şi, nu de puţine ori, brecioasă.

Depozitele stratificate sînt alcătuite din alternanțe de sare de diferite culori și secvențe siltice sau pelitice de material argilos sau siliciclastic.

Structurile ritmice reprezintă alternanțe regulate și numeroase ale unor duble secvențe : nivele centimetrice de halit laminar, urmate de nivele milimetrice de anhidrit. Ele reprezintă o caracteristică pentru multe zăcăminte de evaporite, printre care și renumitul Zechestein german (Permian). Unele suprafețe de stratificație sînt însoțite de crăpături de uscare, cu formă poligonală.

Structuri brecioase au fost semnalate în vecinătatea unor acumulări de sare impură și constituie, fie efecte ale unor presiuni secundare, intraformaționale, exercitate asupra depozitelor de halit cu intercalații de epiclastite, fie efectul unor dizolvări selective urmate de „colaps“ și curgere plastică. Cînd sînt dezvoltate pe zeci de km, structurile brecioase apar controlate tectonic. În zona subcarpatică, formațiunea cu astfel de structuri, care însoțește corpurile diapire de evaporite, a fost denumită *breccia sării* și cuprinde blocuri și elemente angulare detritice, carbonatice, metamorfice, eruptive, transportate tectonic din conglomerate miocene și premiocene.

Depozitele de săruri de K și Mg (delicvescente), situate adesea în partea terminală a unor cicluri evaporitice, ating grosimi mici, de ordinul zecilor de metri și se prezintă sub forma unor aglomerări masive, poliminerale, afectate de numeroase structuri secundare, de dizolvare, deshidratare și recristalizare. De foarte multe ori structurile primare sînt șterse. Sărurile de la Tîrgu Ocna-Găleanu (Carpații Orientali) reprezintă unicul exemplu în țara noastră.

4.4.3. Diageneza evaporitelor

Mai mult decît alte formațiuni sedimentare, evaporitele sînt foarte susceptibile la transformările diagenetice, datorită marii solubilități a mineralelor constituente, capacității lor de deformare plastică și, în general, ușurinței cu care se hidratează sau se deshidratează. Astfel, o stivă de evaporite care intră în contact cu soluții diluate sau coboară în scoarță sub greutatea coloanei de roci acoperitoare își pierde rapid caracterele primare, capătă noi constituenți minerali sau pierde o parte din cei vechi, se deformează și, nu de puține ori, părăsește, prin diapirism, rocile alături de care s-au depus.

De aceea, reconstituirea condițiilor primare de depunere a evaporitelor este dificilă și comportă multe grade de incertitudine. Cele mai expresive reacții diagenetice se desfășoară în sistemul gips-anhidrit-apă și în sistemele policomponente (cu săruri delicvescente) și vizează atît transformări mineralogice, cît și transformări structurale și texturale.

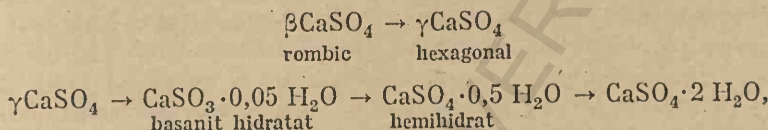
Reacții în sistemul gips-anhidrit-apă. Asociațiile evaporitice primare cu gips sau anhidrit, în prezența sau lipsa apei, conduc prin îngropare progresivă la permutări repetate de la o fază minerală la alta.

Deshidratarea gipsului primar în sedimentele care suferă procese de îngropare eliberează mari cantități de apă și atrage după sine importante modificări volumetrice. Calcule simple au arătat că un strat de gips cu o grosime de 10 m, supus presiunii la îngropare, trece în 6,2 m anhidrit și 4,9 m^3 apă (pe cm^2 de secțiune transversală) care, la o temperatură de 30°C, ar putea provoca solubilizarea a 0,8 m^3 halit sau 5,4 m^3 carnalit. Simpla des-

hidratare apare, astfel, motorul unor reacţii succesive prin care pot fi declanşate procese de colaps şi apariţia de brecii evaporitice intraformaţionale sau îndepărtarea din sistem a unor minerale primare. Anhidritul secundar se fixează fie ca produs de substituţie, fie ca ciment interstiţial. După Blatt et al. (1972), prin deshidratarea sistemului în spaţiul porilor are loc o creştere anormală a presiunii fluidelor care se poate apropia de valorile presiunii litostatice corespunzătoare, dacă permeabilitatea rocilor nu este suficientă pentru a permite răspîndirea soluţiilor ; asemenea presiuni stimulează curgerea sedimentului şi apariţia structurilor de deformare plastică.

Procesul reversibil de trecere a anhidritului în gips — hidratarea — începe în momentul cînd acesta revine, datorită mişcărilor scoarţei, în apropierea suprafeţei (sau se află la suprafaţă şi intră în contact cu apa) ; cantitatea locală de apă determină, în mod normal, viteza cu care se desfăşoară tranziţia, iar sistemele de fisuri din masa de anhidrit accelerează reacţia (fig. 4.65).

Transformarea anhidritului în gips are loc treptat şi reprezintă după cele mai multe opinii rezultatul unui mecanism de dizolvare—precipitare de forma



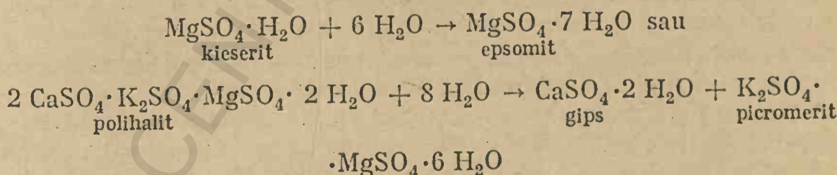
$$\underset{\text{rombic}}{\beta CaSO_4} \rightarrow \underset{\text{hexagonal}}{\gamma CaSO_4}$$

$$\gamma CaSO_4 \rightarrow \underset{\text{basanit hidratat}}{CaSO_3 \cdot 0{,}05\ H_2O} \rightarrow \underset{\text{hemihidrat}}{CaSO_4 \cdot 0{,}5\ H_2O} \rightarrow CaSO_4 \cdot 2\ H_2O,$$

iar transformarea completă implică un sistem termodinamic deschis.

În timpul acestui proces se dezvoltă porfiroblaste de gips, în care se păstrează relicte de anhidrit ; tot secundar, cînd în sistem există urme de Sr, se poate forma celestină. Procesul este însoţit, în mod normal, de o creştere de volum (de pînă la 60%) şi, în consecinţă, de deformări mecanice, plastice şi rupturale ale cristalelor nou formate. Dacă sistemul este închis, redistribuirea volumului suplimentar se poate face şi în spaţiul ocupat anterior de apă.

Mineralele anhidre sau sărace în molecule de apă, prezente în asociaţiile evaporitice care intră în contact cu apa, se hidratează uşor trecînd în compuşi noi. De exemplu :



$$\underset{\text{kieserit}}{MgSO_4 \cdot H_2O} + 6\ H_2O \rightarrow \underset{\text{epsomit}}{MgSO_4 \cdot 7\ H_2O} \text{ sau}$$

$$\underset{\text{polihalit}}{2\ CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2\ H_2O} + 8\ H_2O \rightarrow \underset{\text{gips}}{CaSO_4 \cdot 2\ H_2O} + \underset{\text{picromerit}}{K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6\ H_2O}$$



Fig. 4.65. Relaţiile volumetrice în sistemul $CaSO_4 + H_2O$ în timpul procesului de hidratare a anhidritului.

Fig. 4.66. Deformări intrastratale — microcute și cute enterolitice.

În prezența halitului și a unor săruri delicvescente, reacțiile de deshidratare eliberează soluții bogate în Mg^{2+} sau K^+, de exemplu:

$$\underset{\text{langbeinit}}{x(MgSO_4)\cdot 2\,K_2SO_4} + y\,NaCl + z\,H_2O \rightarrow \underset{\text{mirabilit}}{Na_2SO_4\cdot 10\,H_2O} + \underset{\text{glaserit}}{NaK_3(SO_4)_2} + \underset{\text{sol.}}{MgCl_2}$$

Hidratarea sărurilor de potasiu se accelerează în contact cu vaporii de apă, ceea ce explică dificultatea conservării lor în aflorimente.

Reacții termice. Mineralele evaporitice hidratate avînd un cîmp de stabilitate restrîns în raport cu temperatura se transformă ușor în noi faze minerale atunci cînd condițiile termice în care se găsesc se modifică. De cele mai multe ori astfel de transformări au loc sub 100°C, de exemplu:

— la 72°C: 2 kainit + carnalit $\rightleftharpoons$ 2 kieserit + 3 silvină + soluție $MgCl_2$

— la 83°C: 4 kainit → langbeinit + kieserit + 2 silvină + soluție $MgCl_2$

Recristalizări și deformări plastice. Sfîrșitul procesului de înlocuire gips-anhidrit corespunde, adesea, cu începutul recristalizării gipsului; se formează astfel, agregate granoblastice alcătuite din cristale anhedrale și echidimensionale, iar în stadii mai evoluate apar porfiroblaste de gips lipsite de relicte de anhidrit. Anhidritul recristalizat este frecvent în depozitele evaporitice; se recunoaște după forma alungită a cristalelor în raport cu masa echidimensională, după natura incluziunilor de carbonați, cuarț, sulf, după forma contactelor și concreșterilor dintre cristale care lasă goluri interstițiale.

Modificările curente de volum în masa evaporitelor urmate sau precedate de deformări rupturale sînt însoțite frecvent de apariția unor microcute intrastratale, denumite și *enterolitice*. Ele reprezintă structuri diagenetice caracteristice evaporitelor cu gips și anhidrit și, mai rar, celor cu halit (fig. 4.66).

4.4.4. Petrogeneză și sisteme depoziționale

a. Factori și principii

Constituenții minerali principali ai evaporitelor — sulfați și halogenuri de Ca, Na, K și Mg — sînt compuși chimici separați din soluții suprasaturate după principiul lui van't Hoff: „Ordinea de cristalizare a sărurilor din soluții suprasaturate este inversă ordinii de solubilizare a acestora." Natura constituenților reflectă compoziția soluțiilor, precum și activitatea apei, tempe-

ratura acesteia, presiunea gazelor. Atingerea gradului de supraconcentrare se realizează, de regulă, prin evaporarea soluției, deci în urma micșorării volumului acesteia. Așa se explică de ce, după un calcul teoretic, dintr-o coloană de 1 000 m soluție salină ($S = 35$ ‰) precipită 15,9 m săruri, din care 13,5 m halit (adică 83%), 0,27 m gips (1,82%) și 2,1 m alte săruri, ceea ce reprezintă pentru relația halit-gips un raport 50 : 1. Cu toate acestea, în multe din marile zăcăminte de evaporite din lume — de exemplu, bazinul Delaware-Texas — dintr-o coloană de săruri de 400 m grosime, 150—200 m sînt de halit și 200—250 m sînt de gips (deci un raport 1 : 1).

Vis-a-vis de succesiunea teoretică de depunere a sărurilor și de raportul cantitativ dintre ele, coloanele litologice ale multor zăcăminte de evaporite ilustrează caracterul monomineral al acestora și grosimea mare a depozitelor (de regulă, peste 300—400 m și, uneori, chiar peste 1 000—2 000 m în Marea Roșie).

În ce condiții naturale s-a putut realiza depunerea exclusivă a sulfaților de Ca sau a sării geme ? Au putut să existe bazine cu adîncimi de ordinul zecilor de mii de metri pentru ca, prin evaporare statică, în acord cu principiile teoretice, să se formeze depozite de evaporite cu grosimile considerate ? Sau, atunci, cum se pot explica astfel de grosimi ? Iată doar cîteva din problemele ridicate de cercetarea evaporitelor, care obligă la o revizuire a conceptului clasic — teoria barelor (Bischoff-Ochsenius) conform căreia :

„...evaporitele s-au format prin evaporarea statică a corpurilor imobile de apă masivă, în care circulația apelor a avut un caracter restrictiv. Bazinele au fost lagune puțin adînci, situate în spatele unor bare care le despărțeau de ocean..." (de aceea cunoscută și ca „teoria barelor").

Astfel, marea diversitate a structurilor evaporitice, începînd cu cele ritmice și nodulare și terminînd cu acumulările crustiforme de tip solcret și gipcret, nu poate fi explicată printr-un singur mecanism petrogenetic, iar cadrul natural de acumulare a lor nu poate fi redus la un singur domeniu de sedimentare, cel lagunar.

Cercetările din ultimii 20 de ani efectuate asupra sedimentelor actuale și a vechilor depozite de evaporite au conchis că există o mare diversitate de situații naturale în care se pot acumula aceste roci și că nu există o corespondență totală între acestea. Căile de apariție a evaporitelor phanerozoice par mult mai complexe decît a celor actuale.

Petrogeneza structurilor ritmice. Formarea evaporitelor stratificate, cu structuri ritmice evidente, determinate de alternanța unor cupluri minerale, foarte numeroase și constante pe suprafețe mari (ex. Bazinul Delaware, 260 000 ritmuri, pe sute de km^2), s-a aflat sub controlul unor cauze ciclice. Se admite că ele s-au acumulat în ape puțin adînci, sub nivelul de bază al valurilor, în medii liniștite, în care nu a fost perturbată structura suprafeței de strat — în cazul acesta întotdeauna plană — și întotdeauna în condițiile unor schimbări sezoniere ale regimului chimic și termic al soluțiilor respective.

Granoclasarea din depozitele sulfatice (cuplurile: gips primar-gips secundar-pelit, gips-anhidrit-pelit) este consecința separării mineralelor din ape a căror concentrație s-a modificat progresiv sub influența variațiilor climatice, în două etape distincte (fig. 4.67) :

1. Precipitarea gipsului primar, faneritic, într-un climat arid, cald, urmată, în timpul concentrării soluțiilor la temperaturi mai ridicate, de creșterea diametrului cristalelor și apoi de depunerea anhidritului primar.

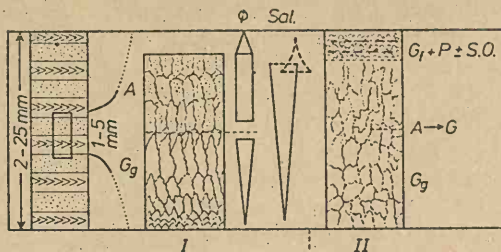


Fig. 4.67. Formarea structurilor ritmice alcătuite din cupluri anuale gips-anhidrit-argilă : Ø — diametrul cristalelor ; *Sal* — salinitatea apelor ; G_f — gips fin cristalizat ; G_g — gips granoclasat ; *A* — anhidrit ; *P* — detritus pelitic ; *S.O.* — substanță organică.

2. Diluția soluțiilor prin aport de ape dulci, într-un regim climatic mai umed și mai rece, avînd drept consecință : a) hidratarea anhidritului și transformarea lui în gips secundar și b) precipitarea, la partea superioară a cuplului, a gipsului fin cristalizat, simultan cu material terigen, de regulă, pelitic, însoțit sau nu de substanță organică (de origine sapropelică și reprezentînd depuneri, tot sezoniere, de fitoplancton).

Interpretînd cuplurile halit-anhidrit din Zechstein ca produse ciclice anuale, Richter și Bernberg (1950) ajung la concluzia că rata de acumulare a întregii formațiuni a fost de 500 m în 8 000 ani.

Caracterul monomineral al depozitelor evaporitice, în general, și raportul relativ uniform (1 : 1) între halit și gips în multe corpuri cu dezvoltare regională (cazul Delaware), sînt astăzi explicate (Blatt, 1983) prin mecanismul de „reflux evaporitic", o încercare de model petrogenetic general cu trei stadii de evoluție : 1) aportul constant în bazin al apei de mare cu salinitate normală ; 2) creșterea concentrației soluției peste limita salinității normale, prin evaporare constantă, într-un regim al bazinului considerat restrictiv ; 3) pierderea unei părți din soluția devenită hipersalină fie prin infiltrare („reflux") în sedimente poroase subiacente, fie prin scurgere, în afara bazinului, sub pătura superficială cu apă normală care intră în bazin.

În aceste condiții are loc autoreglarea salinității și menținerea ei constantă la acel grad de saturație în săruri care să permită, de fiecare dată, precipitarea aceluiași mineral, fie a gipsului, fie a halitului. Orice schimbare a unui astfel de echilibru va atrage după sine depunerea unei succesiuni de minerale. Un „reflux" mai intens al soluțiilor hipersaline va conduce la scăderea salinității apei în bazine, urmată de depunerea gipsului, iar unul lent, ca alternativă, va conserva salinitatea ridicată și va declanșa depunerea halitului. Cînd astfel de schimbări se succed periodic, rezultatul îl constituie un periodit evaporitic cu stratificație ritmică.

Petrogeneza structurilor nodulare. Gipsul și anhidritul în special și, mai rar, sarea gemă au structuri nodulare determinate de îngrămădirea compușilor respectivi pe fondul unei mase fundamentale argiloase, carbonatice sau dolomitice. Căile de formare a acestor structuri sînt diverse, iar cunoașterea lor întărește principiul convergenței fenomenelor naturale, potrivit căruia mecanisme (procese) foarte diferite pot genera produse identice. Menționăm

cîteva dintre ele, desprinse din contextul observației petrografice asupra depozitelor de sulfați și sare gemă :

1. Cosedimentarea anhidritului și argilei, după Hazard (1940) prin depunerea unor mase aproape gelatinoase de anhidrit din ape mîloase, din care simultan se sedimentau mîluri — ex. : lacul Ferii, Arkansas (S.U.A). Nu explică, însă, lipsa impurităților de argilă din anhidrit.

2. Creșterea cristalelor și rozetelor de gips (selenit) în sedimente aluviale recente, însoțită de deplasarea materialului fin neconsolidat și evaporarea apelor vadoase în condițiile unei expuneri subaeriene (Murray, 1964) — ex. : zonele supratidale din laguna Madre. Prin îngropare gipsul poate trece în anhidrit.

3. Precipitarea interstițială în sedimentele de fund neconsolidate sub un corp de apă mobil sau în sedimentele subaeriene prin ascensiune capilară. Pe măsură ce cresc, ncdulele (aglomerările) deformează și compactizează sedimentul neconsolidat din jur — ex. : Coasta Trucial, G. Persic (Sherman, 1966, Whitington, 1961).

Sintetizînd în special acele concluzii care vizează cadrul natural de formare a evaporitelor, reținem, ca o condiție generală, legătura dintre poziția „bazinului de sedimentare" și regimul climatic care trebuie să fie cald și arid, cu $E > P$ (adică cu o evaporație mai mare decît cantitatea de precipitații și tsportul de ape dulci). Într-un astfel de context, oricînd supraconcentrarea aoluțiilor naturale este posibilă. Aceste soluții pot ocupa fie un bazin natural într-unul din mediile geologice cunoscute (marine sau continentale), fie spațiul interstițial al unor sedimente deja acumulate. Această nouă concluzie explică, în bună măsură, marea diversitate mineralogică și structurală a ocurențelor evaporitice.

Astăzi, acumularea evaporitelor are loc prin precipitare subacvatică în golfuri cu circulație restrictivă (Kara Bugaz — Marea Caspică), în lagune (laguna Madre, G. Mexic, Coorong Laggoon — Australia), pe fundul unor lacuri sărate (Marea Moartă) sau prin precipitare subaeriană în domenii tip sabkha, supratidale și zone deșertice (Coasta Trucial — G. Persic, Baja California și deșertul Atacama — Chile. Se consideră că formarea evaporitelor a mai fost posibilă și în trecutul Pămîntului în bazine evaporitice deschise (bazinul Zechstein în Permian) sau pe fundul unor mări adînci (Marea Mediterană și Marea Roșie în Miocen).

Caracterul marin sau continental al unor depozite de evaporite este demonstrat atît de mineralogia lor, cît și de extinderea și morfologia depozitelor respective. Cele mai frecvente situații și care merită o discuție mai largă (fig. 4.68) aparțin : 1) evaporitelor marine acumulate primar, în condițiile unui bazin adînc, deschis (modelul Schmaltz), ale unui bazin adînc, secat (Modelul mediteraneean — „deep desicated") și, secundar, în sedimente supratidale din zonele aride („Modelul diagenetic sabkha") ; 2) evaporitelor continentale acumulate în lacuri sărate („salinas") și zone deșertice.

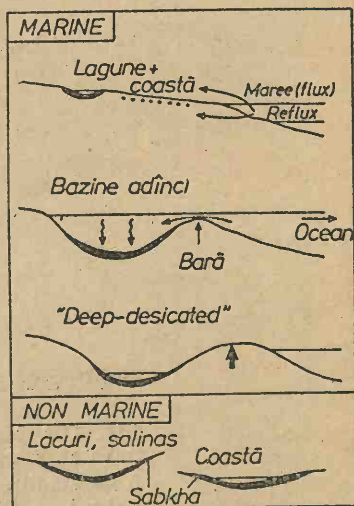


Fig. 4.68. Principalele domenii de acumulare a depozitelor evaporitice [22].

b. Modele petrogenetice marine

Modelul bazinelor evaporitice deschise (Sloos, 1953; Schmalz, 1969). Îndeplinirea condiției de permanent acces al apelor marine în zona de evaporare se poate produce nu numai în lagune, ci chiar în mări deschise, în acele porțiuni ale acestora în care circulația apelor de profunzime este întreruptă față de largul mării printr-o barieră și evaporarea locală este superioară volumului de ape meteoritice sau de proveniență continentală care ajung aici. O circulație restrictivă se poate realiza prin bariere de recifi, situație foarte comună în bazinele actuale. Trebuie să se remarce că o asemenea situație asigură o mai bună comunicare cu oceanul, condiție indispensabilă desfășurării continue a procesului de precipitare. Dacă asemenea zone de precipitare se găsesc în regiuni de subsidență, există posibilități și mai largi de obținere a unor grosimi mari ale depozitelor.

În bazinele adînci, prin evaporarea apelor de la suprafață apar modificări de salinitate și se nasc, prin creșterea densității apelor, curenți descendenți care deplasează masele de apă superficiale spre zonele adînci (ale bazinelor) în spatele barelor. Ca urmare a modificărilor climatice și tectonice care se produc în timp, bazinul trece printr-o evoluție polistadială (fig. 4.69). Astfel prin procese succesive se vor depune la început sedimente carbonatice (în „stadiul formativ"), iar apoi, sedimente cu sulfuri (în „stadiul euxinic"); cînd prin omogenizarea apelor cu salinități diferite se ajunge la o suprasaturație în săruri, încep să se depună gips și anhidrit (în „stadiul permanent") și apoi halit și săruri de potasiu și magneziu (în „stadiul final"). Pe măsura desfășurării unor astfel de procese, apa de mare, proaspătă, care intră în bazin, se concentrează în săruri, spre marginile acestuia și, din această cauză, sedimentele

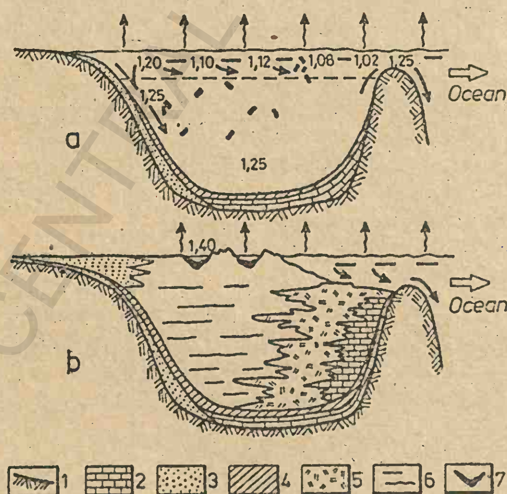


Fig. 4.69. Modelul formării evaporitelor în bazine evaporitice adînci — Schmaltz: *a* — stadiul permanent; *b* — stadiul terminal; *1* — fundamentul bazinului; *2* — roci carbonatice; *3* — roci epiclastice; *4* — sedimente cu sulfuri; *5* — gips și anhidrit; *6* — halit; *7* — săruri de potasiu; 1,02—1,40 densitatea apei.

care se acumulează vor prezenta o zonare mineralogică, dată de distribuţia concentrică a carbonaţilor, sulfaţilor şi halitului, în jurul barei submerse care separă bazinul de ocean.

O asemenea evoluţie a bazinelor evaporitice adînci a fost sugerată de către Schmalz (1969) pentru a explica formarea depozitelor evaporitice din zonele Zechstein (R. F. Germania), Alberta (Canada) şi Castilia (Spania).

Modelul mediteranean («Deep desicated» — Hsu şi Cita, 1973). Forajele efectuate în sedimentele de pe fundul Mării Mediterane au permis identificarea, sub mîlurile pliocene, a unor nivele discontinue de evaporite de vîrstă Miocen superior (Messinian). Grosimea lor variază de la 300 m la 2 000 m şi ocupă, preferenţial, partea centrală a unor bazinete separate de praguri adînci, atît în vestul Mediteranei — bazinetul balearic —, cît şi în centrul şi estul său — bazinetele tirenian, ionian şi levantin. Compoziţia lor cuprinde în succesiune verticală şi laterală (de la marginea fiecărui bazinet spre centrul său) acumulări de gips, halit şi accidental alte săruri mai solubile. La partea superioară evaporitele messiniene suportă mîluri pelagice considerate a se fi depus la o adîncime de 1 000 m.

Hsu şi Cita (1973) — cercetători care au corelat şi interpretat observaţiile din foraje — au elaborat un model petrogenetic al bazinelor adînci secate (deep desicated), potrivit căruia, la finele Miocenului, Bazinul Tethys ar fi fost izolat de Atlantic graţie coliziunii mai accentuate dintre cele două plăci crustale limitrofe şi ar fi intrat într-un regim de lac intracontinental — tip „playas" deşertic — plasat din punct de vedere climatic într-o zonă foarte aridă (fig. 4.70). Foarte repede, în cca 1 000 ani, secarea lacului prin evaporare ar fi adus nivelul lui la 4 000 m (!) sub nivelul Oceanului Altantic pe măsură ce pe fundul lui se putea precipita, în funcţie de salinitate, gips şi, apoi, halit.

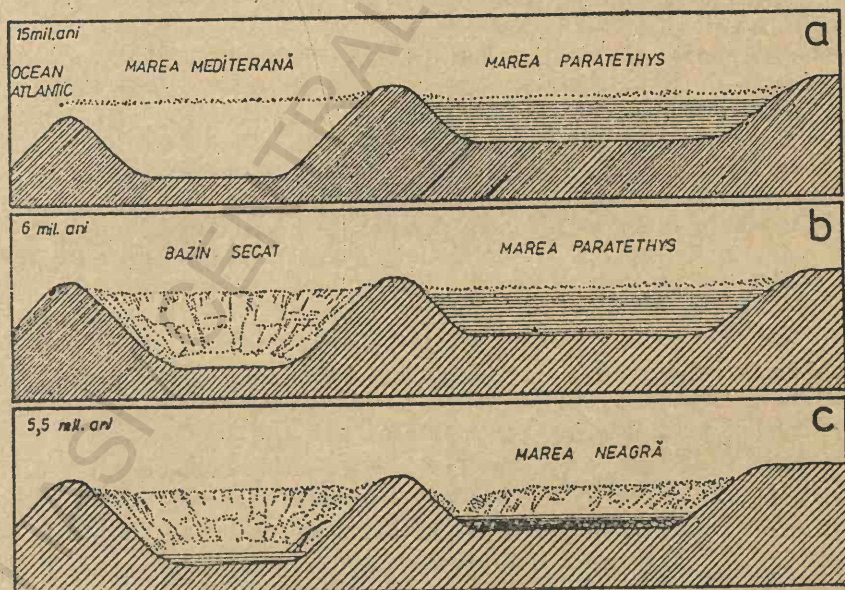


Fig. 4.70. Modelul formării evaporitelor în timpul „crizei" messiniene (Deep desicated) din Marea Mediterană; relaţiile cu Oceanul Atlantic şi Marea Neagră [22].

Legătura cu Oceanul Atlantic s-ar fi reluat acum 7 milioane ani cînd foarte repede bazinul a fost umplut, iar sedimentarea pelagică pliocenă a permis conservarea nivelelor evaporitice acumulate anterior.

Un astfel de model, ţinînd cont de suprafaţa Mării Mediterane şi grosimea depozitelor precipitate, nu explică adîncimea pe care trebuia să o aibă bazinul — într-un regim static — dacă astăzi se consideră, prin date experimentale, că din 1 000 m coloană de apă cu 35‰ rezultă 15,9 m evaporite. Valoarea rezultată — de pînă la 100 km — pare mult exagerată şi nu poate fi acceptată ca rezonabilă pentru adîncimea unui bazin de sedimentare din trecutul Pămîntului.

Alternativa acestui model, pentru a evita o astfel de exagerare, a fost dată de Fabricius şi Heinemann (1978) în ,,modelul dinamic", care acceptă păstrarea legăturii dintre Atlantic şi Tethys, prin intermediul unui sistem de cascade care împrospătau periodic bazinul mediteraneean pentru a balansa evaporarea severă necesară în precipitarea rapidă a sărurilor.

Modelul „sabkha". Rezultatele recente obţinute din studiul sedimentelor tidale din unele zone de coastă afectate de maree au impus o nouă ipoteză care poate explica diversitatea morfologică şi mineralogică a asociaţiilor evaporitice (Shearman, 1966 ; Kinsman, 1969 ; Friedman, 1972). Regiunile studiate, situate în zone cu climă caldă şi aridă, în care precipitaţiile sînt foarte reduse, iar evaporaţia este foarte intensă au caracter de plaje deşertice şi sînt cunoscute sub numele „sabkha".

Sedimentele din zonele de tip sabkha, care ocupă spaţii tidale sau supratidale, conţin frecvent sulfaţi şi cloruri — în special gips şi anhidrit — sub formă de porfiroblaste, nodule, rozete sau cruste. Aceste asociaţii constituie efectul diagenezei timpurii asupra unor sedimente subaeriene în care, datorită evaporaţiei intense, sînt create condiţiile de concentrare în săruri a soluţiilor interstiţiale şi de circulaţie capilară ascendentă a lor. Împrospătarea periodică a acestor soluţii cu apă de mare asigură o sursă permanentă de săruri care, în momentul atingerii unor concentraţii peste limita de saturaţie a soluţiilor respective, se depun. În felul acesta, în sedimente argilitice sau carbonatice, slab consolidate, ,,cresc" prin precipitare interstiţială sau prin substituţie (a dolomitului sau calcitului) porfiroblaste de gips, noduli de anhidrit; adesea, la suprafaţa unor asemenea sedimente se dezvoltă cruste evaporitice. Treptat, după îngroparea lor în sedimentele superioare, nou formate, procesul se continuă, iar grosimea complexului evaporitic creşte. Astfel de procese se petrec astăzi pe coasta Trucial din Golful Persic, în Golful Mexic şi s-a apelat la ele pentru a se reconstitui condiţiile de sedimentare evaporitică din diferite perioade geologice. Pentru teritoriul ţării noastre de pildă se poate considera că au funcţionat domenii de sedimentare de tip ,,sabkha" în timpul Eocenului şi Miocenului, în Bazinul Transilvaniei şi în zona subcarpatică.

c. Modele petrogenetice continentale

În ariile continentale din zonele deşertice, aride şi semiaride, formarea evaporitelor este posibilă în ,,bazinele endoreice" (sectoare fără scurgere) în care se instalează lacuri sărate sau pe marginea lor, la suprafaţa nisipurilor sau solurilor. Apele sărate pot proveni aici din afara bazinului, pot fi legate de izvoare termale asociate cu vulcanism sau se pot forma local, prin evaporare puternică ; în acest ultim caz chimismul lor, de regulă foarte variabil, reflectă natura geologică a substratului.

Mineralogia evaporitelor continentale este dominată de prezența carbonaților de sodiu (shortit și trona) și a sulfaților de sodiu (mirabilit, thenardit, gaylussit, glauberit), alături de care mai apar : halit, gips și, foarte rar, borați, nitrați și fosfați.

În lacurile sărate — Lop Nor—China, Great Salt Lake—S.U.A., Amara-România — sau în mări închise cu regim endoreic — Golful Kara Bugaz, Marea Moartă — evaporitele formează strate de grosimi centimetrice sau metrice, foarte rar de zeci de metri și sînt caracterizate prin zonalitate areală : sărurile mai puțin solubile pe marginile lacurilor, iar cele foarte solubile în centrul lor. Prin cristalizarea completă a apei rămîn „lacuri" uscate sau așa-zisele „salar"[1] cu evaporite reziduale și frecvente poligoane de contracție la suprafața lor.

La suprafața sedimentelor deșertice din regiuni care se pot identifica cu sabkha continentală — de exemplu, în Kazakstan, Tibet, Afganistan, Iran, Chile, Valea Morții (S.U.A.), Africa de Nord — se individualizează eflorescențe de săruri sau cimentări locale ca urmare a ascensiunii capilare a soluțiilor sărate din apropierea unor astfel de lacuri sau surse subterane. Pe solurile din aceleași regiuni, bine deschise în Orientul Mijlociu și Africa de Nord apar duricruste evaporitice alcătuite preponderent din gips sau sare gemă (gipcret, salcret).

Dintre formațiunile vechi cu evaporite continentale, cea de Green River (Eocen) din vestul S.U.A. a fost foarte bine studiată. Astăzi ea reprezintă o asociație de dolomicrite și argile bituminoase în care se intercalează peste 25 strate de trona cu shortit și halit, cu grosimi variabile (1—13 m) și dezvoltări în suprafață de ordinul miilor de km^2.

4.4.5. Cadrul tectostructural și cronostratigrafic

Cele mai vechi minerale evaporitice în roci au fost datate la 3,5 miliarde ani, iar momentele culminante de formare a unor depozite importante de sulfați de Ca, sare gemă și săruri de potasiu au fost stabilite în Precambrian, Permian, Triasic, Jurasic superior, Miocen și Pliocen, perioade care în evoluția Terrei au corespuns cu instalarea unui climat cald. Astăzi, formarea evaporitelor are loc în diferite medii, între paralele de 25—30° latitudine nordică și sudică, iar în trecutul Pămîntului determinările paleolatitudinilor în care se înscriau centurile evaporitice indică poziții de pînă la 55—60° lat. N și S (fig. 4.71).

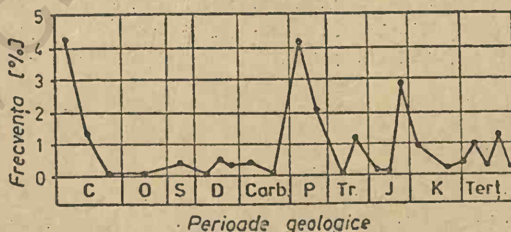


Fig. 4.71. Frecvența depozitelor evaporitice în timpul geologic [61].

---

[1] Termen spaniol prin care sînt denumite crustele de sare din playas — zonele deșertice endoreice din Chile, Argentina, Bolivia.



Fig. 4.72. Răspîndirea pe Glob a principalelor depozite de evaporite asociate zonelor de craton şi zonelor de orogen [61].

O dată îndeplinită condiţia climatică, naşterea depozitelor evaporitice s-a putut manifesta în bazine intracratonice (de ex. Zechstein în Permian, bazinul Salina în Silurian-Devonian — S.U.A., bazinul Amadeus în Precambrian — Australia), în bazine marginale epicratonice cu subsidenţă ridicată (bazinul Delaware în Permian) sau în bazine de rift intracratonic (Marea Moartă, Triasicul din Marea Britanie, Grabenul Rinului), bazine intercratonice (Marea Roşie în Miocen) sau în bazine de coliziune (Marea Mediterană în Miocen, „criza" messiniană) (fig. 4.72).

De asemenea, se poate constata că formarea evaporitelor nu poate fi legată nici de un anume stadiu din evoluţia unui orogen. Acumularea sării în Depresiunea Pericarpatică, ca parte integrantă a molasei orogenului carpatic a avut loc în două momente distincte : Aquitanian şi Badenian. Ceea ce apare, însă, ca o concluzie care merită consemnată ţine de durata secvenţelor evaporitice — foarte scurtă — în ansamblul asociaţiei litologice în care se află.

Cadrul depoziţional al evaporitelor miocene din România corespunde atît unor bazine evaporitice deschise cu evoluţie completă (Tîrgu Ocna), cît şi unor domenii sabkha de coastă.

4.5. SILICOLITE

Particulare prin mineralogie şi chimism, rezistente la degradare fizică şi alterare, silicolitele sau rocile silicioase apar în coloanele litologice sedimentare ca entităţi petrografice reper. Nesemnificative cantitativ — reprezintă doar 1 % din volumul depozitelor exogene —, ele sînt roci excelente pentru corelări litostratigrafice. Concentrarea silicei prin procese sedimentare urmează drumuri foarte diferite şi este, mai mult decît în cazul altor roci,

influențată și de vulcanismul subacvatic. Această legătură conferă grupului posibilitatea de a marca traiectul unor zone cu paleovulcanism. Mediul de acumulare a lor — lacustru sau marin — are prin caracterele sale chimice și termobarice unele trăsături restrictive, ceea ce face ca silicolitele să fie indicatori fideli de paleochimism și paleotemperatură. Cercetări recente au subliniat importanța sedimentelor silicioase ca depozite sursă pentru hidrocarburi.

4.5.1. Mineralogie și chimism

Din punct de vedere mineralogic silicolitele sînt dominate de prezența termenilor metastabili și stabili ai bioxidului de siliciu : opal A, opal C—T, calcedonie, cuarț, alături de care, în proporții de regulă neglijabile (<5—10%), participă minerale argiloase, carbonați, hematit, substanță organică, clorit, sticlă vulcanică, pirită.

Opalul amorf (A) este metastabil și, de aceea, va fi întîlnit în depozite actuale sau recente ; el intră în constituția unor organisme : diatomee, radiolari, silicoflagelate și este, în acest fel, un produs al biosecreției.

Opalul C—T constituie o fază intermediară formată prin întrepătrunderea rețelei dezordonate a α-cristobalitului(lussatit) de temperatură joasă cu cea a tridimitului ; ocupă spațiile deschise în care îmbracă forma unor lepisfere (agregate microcristaline lamelare și masive) ; este metastabil.

Calcedonia și *cuarțul* microcristalin ating dimensiuni micronice (1—5 µm în „microcuarț" și>20 µm în „megacuarț") și caracterizează depozitele vechi : paleozoice și mezozoice. De cele mai multe ori sînt produse diagenetice tîrzii ; fracțiunea clastică primară este, probabil, mult subordonată și greu de demonstrat.

Ceilalți constituenți au caracter alogen și/sau autigen și determină culoarea silicolitelor, conținutul în substanță organică și poziția sistematică a edificiului în care apar. Astfel, prin fracțiunea argiloasă, carbonatică sau oxidică se realizează tranziții spre argile, calcare și ferilite.

Chimismul silicolitelor este dominat de abundența SiO_2 care frecvent depășește 90%, fiind urmat de Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO_2, CaO, Na_2O, K_2O ; substanța organică în unele roci poate depăși 5—10% (tabelul 4.19).

Tabelul 4.19. **Compoziția chimică a unor silicolite (după Blatt, 1972)**

	1	2
SiO_2	82,94	89,15
Al_2O_3	0,1	3,45
Fe_2O_3	3,4	0,58
FeO	——	2,19
MgO	0,19	1,05
CaO	1,60	0,24
Na_2O	0,65	0,22
K_2O	1,40	0,53
P_2O_5	0,8	0,04
TiO_2	0,27	0,22
MnO	—	0,03
CO_2	0,40	—
H_2O	0,33	1,17
C	—	0,11
Total	92,38	99,71

1 — silicolit cu fosforit ; Permian ; Utah (S.U.A.) ; 2 — radiolarit ; Permian, Nevada (S.U.A.).

Compoziția izotopică a oxigenului, determinată prin analiza SiO_2, poate stabili faciesul de salinitate al apelor din care s-a concentrat. Valoarea $\delta^{18}O$ pentru silicea din apele dulci oscilează între 14 și 23, iar pentru cea din apele sărate între 28 și 34.

4.5.2. Petrografie și sistematică

Agregatele minerale dominate de prezența silicei se individualizează în două tipuri de depozite: stratiforme și nodulare, care exprimă, de fapt, rolul proceselor depoziționale și postdepoziționale în formarea lor. Astăzi „geometria" acumulărilor de silicolite se constituie și într-un prim și important criteriu de clasificare a lor (tabelul 4.20).

Tabelul 4.20. **Clasificarea silicolitelor**

Geometria depozitului	Categorii genetice și structurale	
	Depoziționale	Postdepoziționale
Silicolite stratiforme	Organogene: Diatomite, Radiolarite, Spongolite	— ; Jaspuri
	Chimice — Sintere	Novaculite, Menilite
	Mecanice (hibride): Gaize, Tufodiatomit, Tripoli	—
Silicolite nodulare (accidente)	—	Silexuri, Chaille-uri, Chert nectic

Silicolitele stratiforme. Silicolitele stratiforme, uneori cu structură masivă, alteori cu stratificație și laminație paralelă, rar oblică sau granoclasată, formează nivele cu grosimi constante, de ordinul centimetrilor, rar al metrilor pe suprafețe mari, de ordinul sutelor de m^2 sau km^2; este cazul unor depozite din Carpați, la nivelul Jurasicului superior și din Dobrogea, la nivelul Triasicului mediu.

În succesiunile litologice în care se găsesc se asociază fie cu vulcanoclastite și vulcanite bazice submarine, fie cu pelagite (argile), turbidite carbonatice sau siliciclastice (calcarenite, gresii).

Entitățile petrografice care participă la formarea depozitelor stratiforme sînt condiționate de frecvența bioclastelor, de natură silicioasă — diatomeee, radiolari și spiculi de spongieri —, a masei fundamentale (calcedonie) și a constituenților exotici (vulcanoclaste sau epiclaste). Aplicînd un criteriu generic, se disting trei categorii petrografice importante (fig. 4.73):

1) silicolite organogene: diatomite, radiolarite, spongolite;

2) silicolite chimice: sinterele sau crustele silicioase;

3) silicolite mecanice, roci cu caracter hibrid, de tranziție: spre epiclastite — gaize-ul, spre vulcanoclastite — tufodiatomitul, tufospongolitul etc., spre calcare — tripoli.

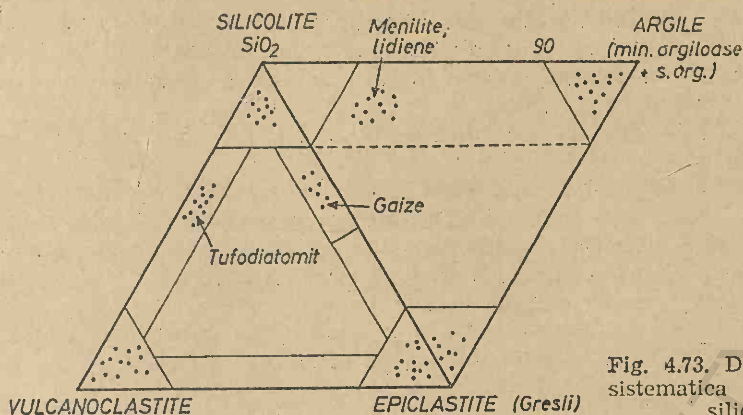


Fig. 4.73. Diagrame pentru sistematica și nomenclatura silicolitelor

În depozitele vechi, afectate de diageneză și, astfel, greu de atribuit uneia din grupele menționate, sînt descrise roci de tipul novaculitelor, menilitelor și lidienelor.

Diatomitele sînt alcătuite din frustule de diatomee într-o masă de opal, au frecvent laminație paralelă și uneori un conținut mare de substanță organică ; prin aceasta devin „roci-mamă" de hidrocarburi.

Radiolaritele sînt formate din testuri de radiolari prinse într-un liant silicios, argilos, carbonatic ; culorile lor — roșu, brun, verde, negru — exprimă participarea unei fracțiuni autigene, oxidice sau organice (fig. 4.74).

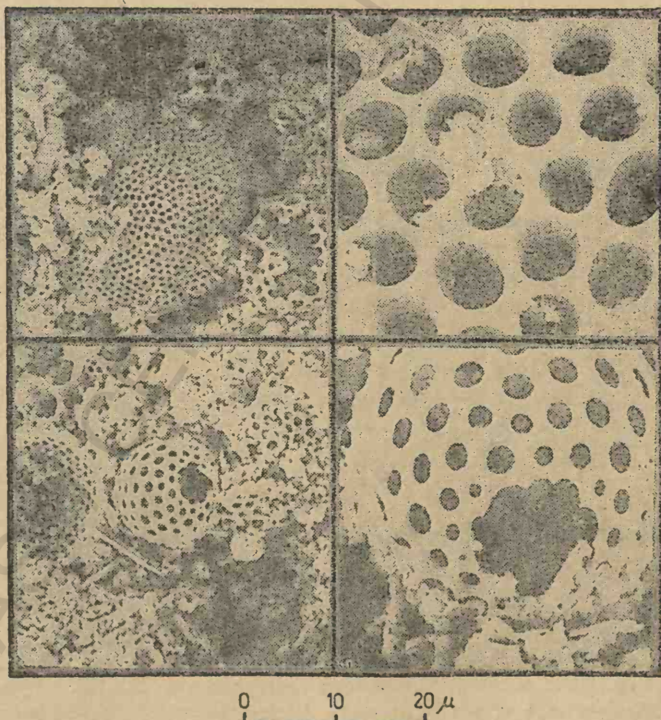


Fig. 4.74. Radiolarite ; imagini la microscopul electronic, foto Șt. Szobotka.

Spongolitele sînt constituite din spiculi de spongieri într-o masă de opal sau calcedonie ; adesea, spiculii sînt calcitizaţi sau glauconitizaţi.

Sinterele sînt cruste de opal depuse în jurul izvoarelor fierbinţi (pentru aceste depozite sinonim cu geyserit).

Gaiz-ul este o rocă hibridă, alcătuită dintr-un amestec de particule silicioase şi material clastic (10—50%).

Tripoli este un depozit format prin alterarea silicolitelor calcaroase, caracterizat prin greutate specifică foarte mică şi porozitate ridicată.

Novaculitele sînt varietăţi compacte, albe, formate din cuarţ microcristalin şi calcedonie, între care sînt închise cavităţi rombice umplute cu oxizi de fier (termen regional utilizat în S.U.A.).

Menilitele sînt roci închise la culoare, cu laminaţie paralelă, ritmică, dată de alternanţa microsecvenţelor de opal şi substanţă organică cu calcedonie; sînt considerate „roci-mamă" de petrol.

Lidienele sînt jaspuri negre, produse ale diagenezei radiolaritelor, uneori bogate în pigment cărbunos (folosit local în Carpaţii Orientali) (Filipescu, 1935).

Silicolite nodulare. Aceste edificii petrografice se individualizează prin diageneză în calcare, argile sau evaporite şi îmbracă, în cadrul acestor roci, forma unor „accidente" silicioase. Morfologia lor este foarte variată — aglomerări sferice şi subsferice, lenticulare, neregulate, mamelonare —, exprimată prin termenul adjectival „nodular" ; au dimensiuni centimetrice şi sînt perfect sau slab individualizate. Cele bine conturate sînt mai vechi, mai evoluate şi se pot detaşa de roca gazdă ; cele în curs de formare fac corp comun cu aceasta. De fapt ele mulează spaţii interstiţiale preexistente, canale de bioturbaţie, se dezvoltă în jurul unor bioclaste sau alocheme etc. Sînt colorate în verde, roşu sau negru şi, de regulă, sînt lipsite de structură internă sau moştenesc structuri relicte pe care le înglobează. De cele mai mult ori se aliniază la stratificaţia rocilor în care apar (cazul a numeroase accidente silicioase localizate în cretele de la Basarabi, Dobrogea de Sud şi în calcarenitele de la Babadag).

În denumirea lor se ia în considerare roca gazdă şi „aderenţa" la aceasta. Termenii cei mai folosiţi sînt :

— *silex* pentru „accidentele" care se detaşează de roca gazdă ; se întîlnesc în cretele senoniene ;

— *chaille* pentru accidentele care fac corp comun cu aceasta ; formează structuri nodulare în calcarenite ;

— *chert nectic* pentru accidente spongioase, poroase, foarte uşoare, formate din opal şi calcedonie fibroasă, care găzduiesc „golurile" rombice ale unor foste cristale de gips.

4.5.3. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

Explicaţiile ce se aduc pentru a închega o ipoteză asupra originii silicolitelor, în general, pleacă — fără echivoc — de la cunoaşterea parametrilor chimici care controlează solubilitatea, transportul şi concentrarea SiO_2 în şi din soluţii naturale. Dovezile cele mai concludente privind un prim proces depoziţional de formare a lor sînt date de participarea largă a bioclastelor silicioase, şi, deci, de rolul activităţii biotice în echilibrul bioxidului de siliciu. Faptul că în cadrul coloanelor litologice se găsesc silicolite şi la nivelul

Precambrianului, deci înainte de existenţa organismelor care biosecretă SiO_2, pune în discuţie diversitatea căilor de acumulare şi varietatea condiţiilor în care ele se pot naşte.

Sursa silicei. Bioxidul de siliciu poate trece în soluţie la un *p*H mai mare de 8,5—9, în concentraţii diferite, care depind de temperatură, catalizatori cinetici, bariere geochimice etc. Astfel, conţinutul mediu de SiO_2 în apele continentale dulci se consideră de 13 ppm, în mări şi oceane de 1 ppm (între 0,01 şi 11 ppm), iar în soluţiile interstiţiale din unele sedimente, de cca 120 ppm. În condiţii excepţionale, în lacurile efemere est-africane, au fost determinate conţinuturi de 2 500 ppm.

Opalul şi calcedonia sînt mai solubile decît cuarţul şi trec mai repede în soluţie cînd temperatura este mai ridicată. SiO_2 poate ajunge în apele naturale şi prin alterarea silicaţilor din bazalte şi granite, din clastele ajunse prin iceberguri şi curenţi în largul oceanelor, prin reacţii chimice care, desfăşurate în sedimente, conduc la eliberarea SiO_2 (ex. în sedimentele pelagice, cazul trecerii montmorillonitului în illit). Vulcanismul submarin constituie, de asemenea, o sursă pînă nu demult apreciată drept considerabilă pentru aportul de silice prin intermediul soluţiilor hidrotermale introduse în bazine în lungul zonelor de rift (fig. 4.75).

Transportul bioxidului de siliciu de la locul său de origine spre zonele de sedimentare se face sub formă ionică (SiO_3^{2-}) sau sub formă coloidală (cu coloizi organici protectori).

Timpul de rezidenţă al Si^{4+}, faţă de alte elemente chimice, se consideră redus (între 200, 300 şi 11 000, 16 000 ani), după care acesta ia forma unui compus chimic metastabil (opal, de ex.).

Extragerea sa *din soluţie* se face pe două căi : biochimic, prin intermediul organismelor care-şi secretă un test protector, şi chimic, prin precipitare directă. Majoritatea depozitelor de silicolite conţin bioclaste silicioase şi exprimă, într-un prim moment depoziţional, acumularea acestora după moartea organismelor.

Biosecreţia minerală conduce iniţial la fixarea opalului A şi reprezintă un regularizator al conţinutului de SiO_2 din ape. Radiolarii au asigurat acest proces începînd din Cambrian, pe zone extinse din Oceanul Planetar, de multe ori departe de manifestările vulcanismului submarin, în ape adînci (peste 4 500 m), dar şi în ape puţin adînci (între 200—1 000 m) ; diatomeele, din Jurasic în zone lacustre cu ape dulci şi în bazine marine cu apă sărată dar rece ; silicoflagelatele, din Cretacic, în ape marine de adîncime redusă (pe sistemul şelfului). După moartea organismelor, acumularea şi conservarea lor a fost posibilă întrucît rata de dizolvare — în cazul în care aceasta ar putea să apară din cauza creşterii *p*H-ului — rămîne inferioară celei de acumulare şi fixare a SiO_2.

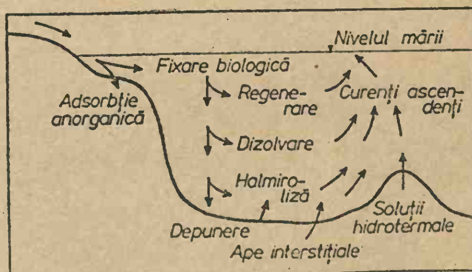


Fig. 4.75. Surse posibile pentru silicea din bazinele marine [15].

Precipitarea silicei din apele care ating concentraţia de saturaţie se realizează fie prin neutralizarea sarcinilor negative ale complexului SiO_3^{2-} cu cationi de Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}

prezenți în ape, fie prin distrugerea pe cale bacteriană a coloizilor de protecție. Adesea, aceste condiții se realizează la gurile de vărsare a rîurilor în ape puțin adînci și sărace în suspensii.

Apariția în cadrul silicolitelor *straliforme* a laminației paralele, ritmice, sugerează fluctuații sezoniere în populația și aportul de material planctonic clastic și energia de bazin redusă. De asemenea, evaporarea periodică a apei în bazin poate modifica *p*H-ul mediului contribuind la scăderea sa și, astfel, la precipitarea silicei sub formă de opal A, cînd concentrația inițială este mai mare de 100 ppm, și de opal C—T la concentrații mai mici. Asemenea procese ar fi putut determina și formarea unor silicolite precambriene, moment în care organismele generatoare de SiO_2 nu apăruseră încă. Astăzi ele influențează depunerea pe cale strict chimică a silicolitelor din lagunele alcaline.

În lacurile est-africane, în prezența Na_2CO_3 silicea rezultată din spălarea rocilor vulcanice înconjurătoare atinge concentrații foarte mari (>2 000 ppm) și precipită ca silicat de Na hidratat (magadit) printr-o reacție de forma



$$NaSi_7O_{13}(OH)_3 + H^+ = 7\,SiO_2 + Na^+ + 2\,H_2O$$

Nașterea silicolitelor *nodulare* are loc prin procese secundare, de esență diagenetică, desfășurate în masa unor calcare, argile sau evaporite ; ele sînt controlate chimic și structural. $CaCO_3$ sau $CaSO_4$ sînt înlocuite prin opal A (rezultat din solubilizarea testelor silicioase diseminate în aceste roci), care ulterior trece în opal CT. În zonele de coastă, unde apele dulci se amestecă cu cele sărate, transformarea are loc în etapa eogenetică (fig. 4.76).

Antagonismul de solubilitate a silicei în raport cu carbonații face ca schimburile reciproce între acești compuși să fie frecvente ; ele sînt facilitate de schimbarea *p*H-ului soluției și de gradul de saturație în fiecare compus în parte. Caracterul reversivil al acestor procese explică atlernanța silicifierilor și calcitizărilor și își găsește o ilustrare în radiolarite, în care frecvent testurile sînt substituite prin $CaCO_3$.

Concentrarea silicei punctiform și în lungul planelor de stratificație poate avea loc și în etapa mesogenetică, prin substituția treptată, parțială sau totală, a unor bioclaste, alocheme etc., ca urmare a solubilizărilor și reprecipitărilor repetate. De cele mai multe ori, creșterea nodulilor are loc centrifug, din centru către periferie.

Excesul de alcalinitate a soluțiilor interstițiale din calcare favorizează depunerea opalului C—T și grăbește trecerea acestuia în cuarț ; ca o alternativă, prezența impurităților argiloase și cationii străini împiedică „maturizarea" (cuarțificarea).

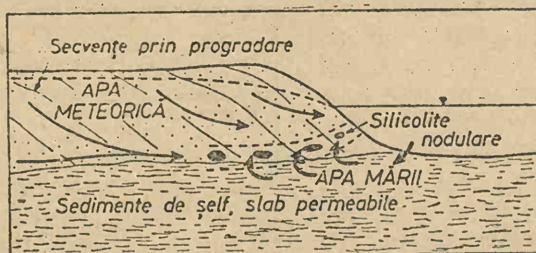


Fig. 4.76. Mecanismul de formare al silicolitelor nodulare în zonele de coastă cu amestec de ape dulci și sărate [15].

Este evident că şi procesele petrogenetice care conduc la formarea silicolitelor, în general, sînt complexe şi se desfăşoară într-o perioadă îndelungată de timp. Aproape în toate cazurile pe care le observăm astăzi diageneza şi-a pus amprenta asupra trăsăturilor mineralogice, texturale şi structurale, ceea ce face, din nou, dificilă intenţia de a reconstitui paleomediul de formare. Se conturează cu mai multă certitudine ideea că în Phanerozoic activitatea biotică a avut un rol considerabil în concentrarea silicei, iar corelările care s-au făcut în multe situaţii cu rolul vulcanismului au fost exagerate. Extinderea populaţiei de radiolari şi diatomee mult în afara „ariilor" liniare cu hidrotermalism submarin constituie un important argument în acest sens.

În bazinele actuale, depozitele de siliconite îmbracă forma mîlurilor cu radiolari şi diatomee sau a mîlurilor cu silicoflagelate, care nu corespund întrutotul radiolaritelor, diatomitelor şi, respectiv, spongolitelor. Ele sînt sedimente cu caracter pelagic specifice sistemului fondoformelor sau sistemului de şelf. Mîlurile cu radiolari se întîlnesc sub limita CCD, de o parte şi alta a rifturilor oceanice, pînă în marginile foselor sau a piemonturilor oceanice în Pacific, Atlantic şi Indian. Mîlurile cu diatomee se grupează spre paralele nordice şi sudice şi se asociază apelor, în general, reci. Adîncimea acesteia nu este restrictivă pentru astfel de depozite.

În cîmpiile abisale, sub interfaţa sediment-apă forajele submarine au interceptat, la adîncimi de ordinul metrilor şi zecilor de metri, nivele de silicolite litificate descrise sub denumirile de *chert* sau *flint*.

În sistemul lacustru, mîlurile cu diatomee sînt singurele depozite care se întîlnesc în lacuri cu ape reci (ex. : Lucerna în Elveţia, Baikal în U.R.S.S.).

4.5.4. Cadrul tectonic şi cronostratigrafic

În coloanele litologice şi în cadrul marilor unităţi tectostructurale ale scoarţei terestre, ocurenţele de silicolite se plasează cu precădere în bazine de rift, asociate cu vulcanoclastite, în zone de margini continentale pasive, asociate cu calcare şi argile, sau în cadrul unor sectoare cratonice, în masa calcarelor.

Pentru Precambrian sînt caracteristice unele silicolite lipsite de bioclaste, iar pentru Phanerzoic silicolite stratiforme şi nodulare bogate în particule scheletale : la nivelul Paleozoicului (în Ordovician şi Carbonifer inferior), la nivelul Mezozoicului (în Triasic mediu, Jurasic superior, Cretacic superior) şi în Cainozoic (în Miocen şi Pliocen).

Trăsături specifice contextului tectostructural în care se găsesc prezintă :

— pentru *bazine de rift ;* Complexul Franciscan din Cordilierii de Coastă, California ; silicolitele din Apusenii Ligurici, nordul Italiei ; Formaţiunea cu ofiolite din Troodos, Cipru ;

— pentru *margini pasive ;* depozitele senoniene din regiunea Tethys, Alpii de Est şi Carpaţi ; Formaţiunea de Cabbalos, Devonian, Texas ;

— pentru *bazine epicratonice,* silicolitele cainozoice din marginea Platformei Moesice, Dobrogea de Sud.

4.6. FOSFORITE

Roci sedimentare bogate în fosfaţi sînt rare şi se întîlnesc în asociaţii litologice, fie alături de silicolite şi argile, fie de calcare şi dolomite. Termenul „fosforit" este atribuit depozitelor care conţin peste 5–6% P_2O_5 sau mai mult de 10% granule fosfatice şi acoperă edificii petrografice cu trăsături texturale şi structurale foarte diferite (de natură biogenă, clastică sau chimică).

4.6.1. Mineralogie şi chimism

În natură se cunosc circa 200 minerale care conţin peste 1% P_2O_5, dar, practic, în rocile fosfatice cele mai obişnuite varietăţi aparţin fosfatului de calciu şi, respectiv, unor serii izomorfe ai căror termeni finali sînt : *fluorapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot F$; *clorapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot Cl$; *hidroxiapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot OH$.

Varietăţile bogate în $CaCO_3$ şi H_2O se denumesc *francolit* (o varietate criptocristalină) *podolit* (varietate prismatică), *kurskit* (varietate microcristalină) şi *colofan* (varietate colomorfă, mamelonară).

În depozitele actuale se întîlnesc varietăţi puţin stabile, cum sînt *whitlockitul* — $Ca_3(PO_4)_2$ şi *brushitul* — $CaH(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$. În diversele tipuri de roci în care se concentrează, fosfaţii se asociază frecvent cu neoformaţii de glauconit, calcedonie, dolomit, paligorskit, sepiolit şi, uneori, zeoliţi (clinoptilolit).

O particularitate chimică a fosforitelor, dincolo de conţinutul foarte variabil al oxizilor majori (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 etc.), o constituie afinitatea carbonat-fluorapatitului pentru elemente minore şi, în special, radioactive şi pămînturi rare (Ce, La, U, Th etc.) ; substituirile izomorfe între aceste elemente sînt frecvente şi adesea dependente de chimismul mediului. După Burnett (1977), silicea din mîlurile cu diatomee şi fosfaţi din lungul coastei din Peru şi Chile are rolul de a stimula germinarea fosfaţilor. Conţinuturile relativ ridicate în lantanide sporesc interesul care se acordă azi cercetării depozitelor fosfatice (tab. 4.21).

Tabelul 4.21. **Compoziţia chimică a fosforitelor**

	Oxizi, % (valori medii)					Elemente minore [ppm]			
	1	2	3	4	5				
CaO	48,9	54,6	51,2	46,8	44	U	50–200 (2 000)	Th	10–56
P_2O_5	33,4	31,2	37,4	32,1	30,4	V	800	La	50–270
CO_2	3,0	5,0	1,7	4,5	2,2	Sc	600	Ce	80–372
Na_2O	0,53	0,79	0,20	2,10	0,6	Ti	100–3000	Y	140–767
MgO	0,29	0,43	0,06	0,55	0,1	Cr	7–1 600	Sr	140–540
SiO_2	4,5	1,4	2,9	1,9	11,9	Cu	1–394		
Fe_2O_3	2,12	0,55	2,06	2,19	1,1	Zn	4–345		
şi F	3,9	4,1	4,0	2,9	3,1				

1 — Florida ; 2 — Maroc ; 3 — Senegal ; 4 — Sechura-Peru ; 5 — Phospharia (S.U.A.)

4.6.2. Caractere petrografice

În rocile în care se concentrează, fosfaţii alcătuiesc cristalite (cu $d < 0,1\ \mu$), *microsforite* (agregate microgranulare, echivalent textural al micritului din rocile carbonatice), granule şi claste cu variate structuri şi origini; relativ frecvent se concentrează în părţile scheletice ale vertebratelor (oase şi dinţi) şi ale unor nevertebrate (valve de brachiopode, cochilii de crustacei).

Urmînd nomenclatura aplicată unor roci carbonatice, Riggs (1979) deosebeşte pentru fosforitele corpusculare următoarele categorii de constituenţi:

a) Componenţi *alochemici* — ooide, peloide, intraclaste. Ooidele sînt de culoare brună şi au în mod obişnuit nuclei de material clastic şi anvelope cu structură concentrică şi radiară; indică o energie de bazin mare. Peloidele sînt corpusculi nestructuraţi, sferoidali sau elipsoidali, cu dimensiuni quasiegale, care corespund frecvent peletelor fecale; indică o energie de bazin scăzută.

b) Componenţi *ortochemici*, individualizaţi sub forma microsforitului, ca matrice sau agregat independent (în mîluri fosfatice sau *fosfolutite*). Matricea este alcătuită din fluorcarbonat apatit, criptogranular (300—1 000 Å) şi impurităţi feruginoase, sulfuri, substanţă organică şi bacterii fosile. Culoarea sa poate varia de la galben-oranj la brun sau chiar negru.

c) Componenţi *litochemici*: claste fosfatice provenite prin dezagregarea unor depozite preexistente şi transferul lor, pe cale mecanică, într-un bazin de sedimentare.

d) Componenţi *metachemici*, rezultaţi prin transformarea superficială a alochemelor şi litochemelor. De obicei, tind să-şi piardă limitele şi să se identifice cu masa microsforitică.

Raportul dintre aceşti constituenţi stă la baza separării principalelor categorii petrografice de fosforite chimice şi mecanice (fig. 4.77).

Acumulările fosfatice cu importanţă petrogenetică şi economică se individualizează în aspecte concreţionare şi stratiforme.

Formele concreţionare — alochemfosfatice — sînt localizate în calcare, argile sau nisipuri şi ating dimensiuni de peste 10—15 cm în diametru; forma lor este sferică sau subsferică, au culoarea neagră şi suprafaţă lucioasă. Alochemele au drept nucleu central claste minerale sau biotice, sînt dispersate în masa rocii (fig. 4.78) sau formează aglomerări pe diverse aliniamente; uneori, ele fuzionează formînd o placă fosforitică spongioasă. Depozitele stratiforme nu au aspecte macroscopice particulare; ele se asemănă cu gresii, calcare sau chiar cu unele silicolite. Culoarea este galben-brună, variabilă. Constituie strate cu grosimi centimetrice sau metrice (uneori pînă la 30 m).

Breciile de oase ale vertebratelor superioare sînt necimentate sau slab consolidate; deoarece este vorba de depozite mai mult sau mai puţin recente, procesele epigenetice n-au reuşit să şteargă aspectele foarte caracteristice ale acestor roci; ele sînt adesea bituminoase. Exemple clasice în Triasicul superior din Anglia („Bone beds") şi în Silurianul din Ţara Galilor („Ludlow Bone Beds"). Acumulări de oase de dinosaurieni au fost descoperite recent în bauxitele din Pădurea Craiului, M. Apuseni (Patrulius, Baltreş et al., 1981).

Depozitele de guano sînt recente; ele constituie mase poroase, foarte impure, în care circulaţia de soluţii este foarte dezvoltată. Compoziţia mine-

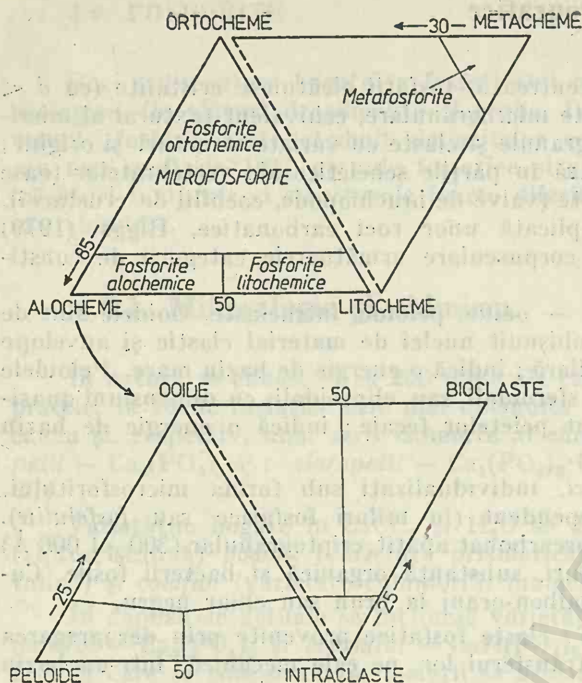


Fig. 4.77. Diagrame ternare pentru clasificarea fosforitelor în funcţie de natura corpusculilor fosfatici (criteriul petrografic) [42].



Fig. 4.78. Fosforit alochemic ; imagine microscopică.

ralogică constă din fosfaţi de calciu şi amoniu, uraţi, oxalaţi etc. Acumulări importante apar în zonele insulare din Pacificul de est („Ocean Island"), Nauru, Banabano, în Indiile de Vest şi peştera Cioclovina din România.

Prin aceste caractere petrografice se conturează diversitatea aspectelor structurale — chimice, clastice şi biogene — şi, astfel, natura lor poligenetică.

4.6.3. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

Depozite sedimentare fosfatice se întîlnesc în domenii de sedimentare diferite. Dacă acumulările de *guano* şi *cheiropterit* sînt proprii mediului continental, insular şi/sau speleean şi concretizează concentrarea excrementelor fecale ale păsărilor şi, respectiv, liliecilor, fosforitele stratiforme — alochemice şi litochemice — şi cele concreţionare constituie depozite în exclusivitate subacvatice şi, de regulă, de origine marină. Acumularea fosfaţilor în acest mediu rezultă prin procese fizico-chimice şi biochimice şi corespunde unei evoluţii „anormale" a proceselor de sedimentare.

Mediile actuale favorabile fosfogenezei corespund microplatformelor din zone de şelf extern sau din estuare şi golfuri plasate la adîncimi cuprinse între 30 şi 500 m, în dreptul zonelor de emergenţă a curenţilor marini reci, la latitudini de 20—40° nord şi sud faţă de ecuator (fig. 4.79). Acest context natural este foarte favorabil proceselor biotice generatoare de substanţă organică, în care se concentrează frecvent, prin procese metabolice,

fosforul. Prezența ei în sedimentul primar apare ca o condiție esențială pentru evoluția ulterioară a proceselor de fosfogeneză și constituie, în bună măsură, un cadru favorabil localizării elementelor radioactive și a lantanidelor.

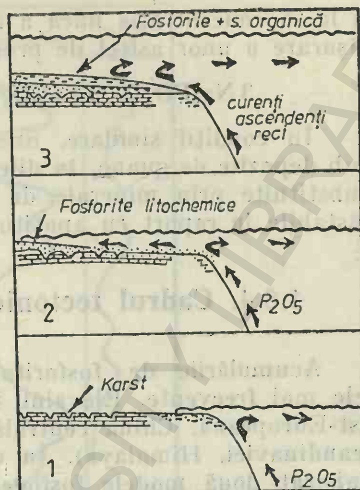


Fig. 4.79. Diferite medii marine favorabile depunerii fosforitelor alochemice și litochemice ; reconstituiri pentru depozitele cambriene din Australia (Georgina) [13].

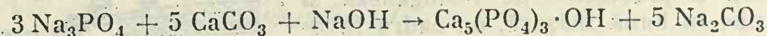
Mecanisme fosfogenetice. Sursa fosforului, dincolo de proveniența sa în mediul de sedimentare prin descompunerea substanței organice, poate fi căutată în produsele de origine magmatică de pe continent (carbonatite, sienite alcaline) din care, prin alterare și solubilizare, fosforul este transferat în apele marine. Concentrația sa în aceste ape la adîncimi mai mari de 300 m crește concomitent cu presiunea CO_2 și scăderea temperaturii și atinge 0,1 ppm (sau pînă la 300 mg/m^3 P_2O_5) în dreptul zonelor neritice, unde planctonul este abundent și considerat consumator de fosfor ; curenții reci, ascendenți, în curs de încălzire, își reduc conținutul la 1—50 mg/m^3. Precipitarea pe cale chimică a fosfaților la acest nivel batimetric (80—500 m) și dedesubtul zonei de fotosinteză conduce la formarea fosforitelor primare și are loc sub formă de coloizi și suspensii mîloase criptocristaline. Nucleerea fosfaților și acumularea microsforitului are loc în condițiile unui *p*H neutru sau slab acid al mediului și se pare că este stimulată atît de prezența unei fracțiuni silicioase în mediul depozițional respectiv, cît și de existența anhidrazei carbonice (care are un rol demonstrat în precipitarea hidroxiapatitului).

Descoperirea în microsforit și unele alocheme a bacteriilor fosile susține acest punct de vedere și deplasează explicarea precipitării fosforului din soluție spre o cale biochimică. Ponderii pe care astăzi ar avea-o astfel de procese în dreptul coastei Peru—Chile și a Africii de SV, unde curenții reci ai Perului și Guineei ajung la suprafață, i se acordă din ce în ce mai puțin credit. Prezența fosfaților aici — considerați sedimente relicte — pare mai degrabă legată de procese de remaniere a unor fosforite miocene, decît de „o acumulare primară". În felul acesta, rolul aproape exclusiv acordat curenților reci ascendenți în geneza fosforitelor se poate considera exagerat.

Separarea fosfaților pe cale chimică și biochimică este inhibată de modificarea *p*H-ului, de aportul terigen și scăderea densității populației de organisme bentonitice. Multe acumulări fosfatice, în special cele concreționar-nodulare din marne și calcare sau cele din cimentul unor gresii, sînt de natură secundară, diagenetică. Remobilizarea fosforului în sedimentul inițial, prin transferul soluțiilor interstițiale, a metasomatozei diagenetice și a schimbului interionic, este în măsură să conducă la înlocuirea carbonaților și, uneori, a silicei cu colofan și apatit și să șteargă limitele dintre structurile petrografice primare ; pseudomorfozele pot fi parțiale sau totale.

Folosind trasori radioactivi și atacînd o pulbere de $CaCO_3$ cu o soluție de Na_3PO_4 în prezența NaOH, Ames (1959) a demonstrat experimental posibilitatea de substituție a $CaCO_3$ prin fosfați în prezența unui mediu alcalin

și la o concentrație mică a ionului PO_4^{3-} (<1 ppm). Reacția ideală de desfășurare a unor asftel de procese metasomatice este:



$$3\,Na_3PO_4 + 5\,CaCO_3 + NaOH \rightarrow Ca_5(PO_4)_3 \cdot OH + 5\,Na_2CO_3$$

În condiții similare, unele sedimente carbonatice pleistocene situate sub depozite de guano, în diferite insule din Oceanul Indian au fost parțial substituite prin minerale de tipul whitlockitului și brushitului, varietăți instabile în raport cu apatitul.

4.6.4. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Acumulările de fosforite stratiforme, de regulă alochemice, sînt cele mai frecvente. Ele sînt localizate atît în zone de craton (Platforma Est-Europeană, China centrală), cît și în zona de orogen (Urali, Munții Scandinaviei, Himalaya). În ultimul timp, Cook și McElhinny (1979) au elaborat două modele fosfogenetice — unul spațial și altul temporal —, în care raportează poziția fosforitelor la dinamica plăcilor crustale. Astfel, sînt deosebite fosforite formate în bazine de expansiune de tip Tethys, care au evoluat prin deplasarea treptată a plăcilor crustale spre nord și sud, și fosforite acumulate în bazine de rift tip Atlantic, care au evoluat prin deplasarea plăcilor crustale către est și vest.

În bazinele de tip Tethys, în momente timpurii din evoluția unui „ocean" acumulările de fosfați sînt localizate pe flancurile nordice și sudice ale bazinelor și sînt cuprinse între secvențe evaporitice și secvențe carbonatice (în Maroc, Irak, Turcia).

În bazinele de tip Atlantic, în momente tîrzii ale expansiunii fundului oceanic se acumulează depozite de fosfați pe marginile continentale pasive din estul bazinului (pe coastele vestice), asociate cu secvențe carbonatice și glauconitice (în Africa de Sud, Secura—Peru).

În evoluția geologică a scoarței terestre, momentele favorabile fosfogenezei s-au succedat de cîteva ori în timp și au coincis în linii generale cu momentele de formare a tillitelor și ferilitelor sau cu modificări ale regimului tectonic în care au fost amplasate bazinele respective și, implicit, cu schimbarea cadrului chimic și termic al apelor de fund. Periodicitatea etapelor de fosfogeneză este apreciată de către Cook (1979) la 10^8 ani pentru Precambrian și Paleozoic și la $2{,}3 \cdot 10^7$ ani pentru Cretacic și Eocen. După Sheldon (1980), crearea condițiilor optime pentru depunerea fosforitelor s-ar realiza în perioadele de tranziție de la oceanele calde din momentele de transgresiune la oceanele reci din momentele de regresiune marină (fig. 4.80). Astfel, reținem ca principale perioade geologice Cambrian-Ordovicianul (fosforitele din Australia și Scandinavia cu o vechime de 450—550 mil. ani), Permianul (formațiunea „Phosphoria", S.U.A. și cele din Ural — 250 mil. ani), Jurasicul (fosforitele din Mexic — 150 mil. ani), Cretacic sup. — Eocenul (zăcămintele din Maroc, Irak, India, Pakistan — 65 mil. ani) și Miocen-Pliocenul (cu acumulările de margine continentală din Florida și California sau Secura-Peru — 14 mil ani). Față de coordonatele geografice actuale între care sînt create condiții optime de acumulare a fosfaților la 20°—40° lat. N

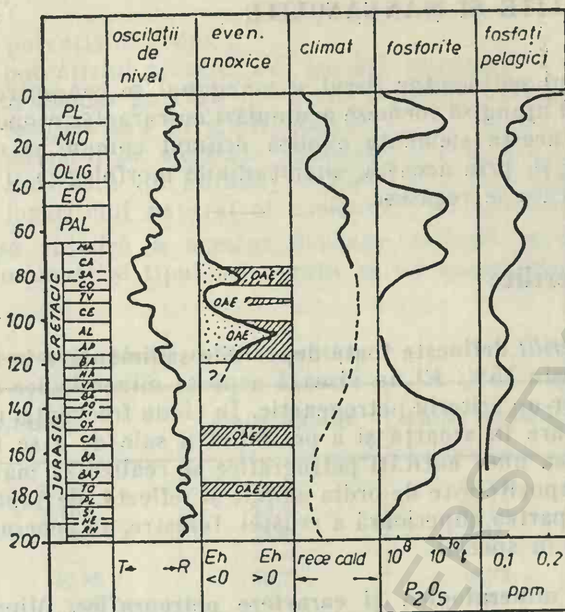


Fig. 4.80. Frecvenţa fosforitelor în Mezozoic şi Cainozoic corelată cu oscilaţiile de nivel şi modificările climatice din zona bazinului de acumulare [17].

şi S, în trecutul Pămîntului aceste fenomene s-au desfăşurat de cele mai multe ori între alte coordonate (paleolatitudini cuprinse între 0° şi 50°) (fig. 4.81). Observaţia este de natură să surprindă diversitatea condiţiilor de fosfogeneză şi modificarea lor în timp. Lipsa fosforitelor din unele perioade geologice (Devonian, Carbonifer, Triasic) este corelată de către Cook (1979) cu absenţa şi restrîngerea zonelor de şelf din acele momente şi, implicit, cu scăderea „producţiei" de substanţă organică din masa sedimentelor respective.

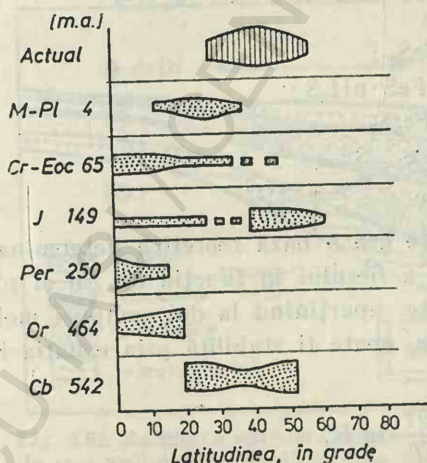


Fig. 4.81. Principalele perioade geologice şi intervalele de paleolatitudine în care s-au format fosforite [13].

4.7. FERILITE ŞI MANGANOLITE

În domeniul sedimentar fierul şi manganul se concentrează prin mecanisme diverse şi ajung să formeze acumulări cu caracter economic. Afinităţile chimice dintre aceste elemente explică drumul comun pe care-l au la suprafaţa scoarţei şi, prin aceasta, similitudinile morfologice şi structurale ale depozitelor în care se regăsesc.

4.7.1. Ferilite

Termenul *ferilit* defineşte toate depozitele sedimentare în care conţinutul de Fe_2O_3 depăşeşte 15%. El nu vizează aspecte mineralogice sau structurale şi nu derivă dintr-un criteriu petrogenetic. În ciuda frecvenţei ridicate pe care elementul Fe o are în scoarţă şi a posibilităţii sale de a se fixa în diverse minerale, naşterea unor entităţi petrografice se realizează mai rar. Unitatea unor astfel de depozite este de ordin chimic şi reflectă, de fapt, comportarea Fe^{2+} şi Fe^{3+} în partea superioară a crustei terestre, în general, şi în mediile de sedimentare, în special.

Compoziţie mineralogică şi caractere petrografice. Mineralele cu fier care intră în constituţia depozitelor sedimentare se grupează în patru „faciesuri" distincte care reflectă particularităţile lor genetice:

— faciesul *oxidic* cu: goethit — $FeO \cdot OH$;
magnetit — $Fe_2O_3 \cdot FeO$;
hematit — Fe_2O_3;

— faciesul *carbonatic* cu: siderit — $FeCO_3$;
ankerit — $Fe(Ca, Mg)(CO_3)_2$;

— faciesul *silicatic* cu: chamosit — $(FeMg)_3(Al, Fe)_3(Si, Al)_8 \cdot O_{20} \cdot OH_{16}$;
thuringit — $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{12}(Si, Al)O_{20} \cdot OH_{16}$;
greenalit — $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{12}Si_8O_{20} \cdot OH_{16}$;
minnesotait — $(Fe, Mg)_3Si_4O_{10} \cdot OH_2$;
stilpnomelan — $(K, Na, Ca)(Fe, Mg, Al)_8 \cdot Si_8O_{24} \cdot OH_4 \cdot (H_2O)_{2-4}$;

— faciesul *sulfidic*: pirită — FeS_2;
marcasită — FeS_2;
hidrotroilit — $FeS \cdot nH_2S$;
melnikovit — Fe_5S_7;
makinawit — $Fe_{1,05}S$;
greigit — Fe_3S_4.

Clasificarea în faciesuri mineralogice are o bază teoretică determinată de distribuţia cîmpurilor de stabilitate a fierului în funcţie de *E*h şi *p*H. Limita între două domenii de stabilitate, aparţinînd la doi compuşi moleculari sau două tipuri de ioni în soluţie, poate fi stabilită prin ecuaţia lui Nernst:

$$Eh = E^{\circ} + \frac{RT}{nF} \ln K,$$

în care:

Eh este potențialul redox;
E° — potențialul reacției sub condiții standard;
R — constanta gazelor universale (0,00198 kcal/grad/mol);
T — temperatura în grade Kelvin;
n — numărul de electroni implicați în reacție;
F — constanta lui Faraday — 23,06 kcal/volt gram echivalent;
ln *K* — logaritmul natural al constantei de echilibru a reacției.

Compoziția chimică a acestor depozite reflectă întotdeauna faciesul mineralogic dominant și tipul petrografic care-l găzduiește (fig. 4.82 și tab. 4.22).

Tabelul 4.22. **Compoziția chimică medie a feritelor**

	Facies oxidic	Facies silicatic	Facies carbonatic	Facies sulfidic
Fe	37,80	26,5	21,23	20,0
FeO	2,10	28,9	22,22	2,35
Fe_2O_3	51,69	5,6	5,47	—
FeS_2	—	—	—	38,70
SiO_2	42,89	50,7	48,72	36,67
Al_2O_3	0,42	0,4	0,15	6,90
Mn	0,3	0,4	0,5	0,001
CaO	0,1	0,1	4,60	0,13
MgO	—	4,2	0,84	0,65
CO_2	—	5,1	14,10	—
C	—	—	—	7,60
H_2O	0,43	5,2	2,67	1,25

Depozitele de *oxizi* și *hidroxizi* au caracter primar sau pot reprezenta îmbogățiri secundare. Ele au conținutul cel mai ridicat de fier și constituie, de aceea, acumulările cele mai căutate. Se asociază cu calcare, gresii cuarțoase, fosforite și îmbracă aspecte stratifrome și concreționare. În cazul în care sînt de natură reziduală (reprezentînd laterite feruginoase), depozitele de oxizi și hidroxizi alcătuiesc mase poroase, vacuolare, impure, uneori foarte silicioase.

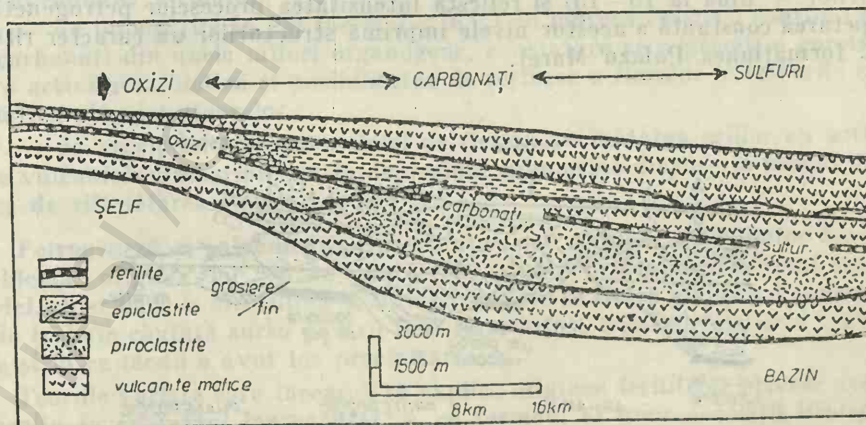


Fig. 4.82. Asocierea oxizilor, carbonaților și sulfurilor de fier cu diferite tipuri de roci sedimentare și distribuția lor în zona de șelf și în bazin deschis [13].

Depozitele de *carbonați* sînt frecvent asociate cu argile; sideritul, în aspecte criptocristaline, fibroradiare sau macrogranulare, poate forma concrețiuni în masa acestora, sau alteori, depozite masive: roci de culoare cenușie sau brună în lentile sau strate cu grosimi decimetrice. De foarte multe ori, alcătuirea mineralogică este dominată de prezența termenilor din seria izomorfă a ankeritelor; astfel de roci constituie așa-numitele „minereuri sărace în fier".

Depozitele de *sulfuri* apar numai cu caracter excepțional ca strate cu grosimi centimetrice, alcătuite exclusiv din sulfuri. În foarte multe roci, pirita apare diseminată. Argilele negre constituie principala rocă cu pirită, deși aceasta poate să apară în cele mai variate depozite în care substanța organică a creat un mediu reducător.

Depozitele de *silicați* sînt, de asemenea, în multe cazuri, oolitice, dar apar și ca mase stratificate. Silicații sînt totdeauna asociați cu oxizi și hidroxizi, iar uneori cu carbonați. Chamositul este comun în oolite feruginoase, iar minnesotaitul în depozite sedimentare slab metamorfozate.

Din punct de vedere structural, depozitele sedimentare feruginoase îmbracă trei aspecte distincte (fig. 4.83):

— acumulări stratiforme sau „taconite";

— acumulări corpusculare sau „minette";

— acumulări masive, neregulate, în scoarțe de alterare sau „pălării de fier".

Depozitele stratificate sau *taconitele* caracterizează formațiuni precambriene, azi metamorfozate, și se constituie, la rîndul lor, în două tipuri clasice:

1) tipul Algoma — formațiune mixtă, vulcano-sedimentară;

2) tipul „Lacul Superior", asociat cu roci carbonatice și cuarțoase.

În aceste depozite se individualizează aspecte petrografice variate, adesea impuse de transformările diagenetice și metamorfice care au afectat constituenții primari. Agregatelor masive, microcristaline, în care compușii fierului („fier-micrite" din siderit sau silicați) se asociază cu o matrice cuarțoasă, li se adaugă agregatele bogate în alocheme (peloide sau intraclaste hematitice) adesea recristalizate. Grosimea nivelelor feruginoase din asociațiile de roci în care se găsesc poate fi foarte variabilă (de ordinul mm, cm sau chiar al metrilor — pînă la 10—15) și reflectă intensitatea proceselor petrogenetice. Repetarea constantă a acestor nivele imprimă structurilor un caracter ritmic (ex. formațiunea Palazu Mare).

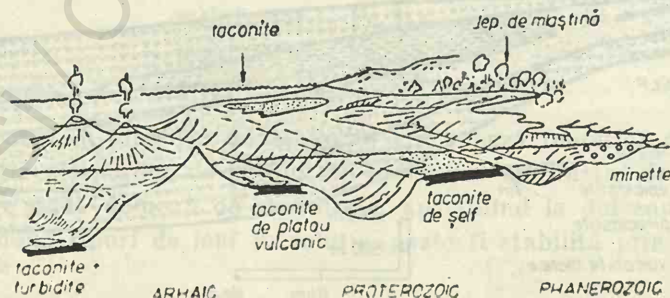


Fig. 4.83. Domeniile de acumulare a taconitelor și minettelor corelate cu vîrsta principalelor depozite [17].

Depozite corpusculare, alochemice, sau *minette* se întîlnesc în formațiuni mai tinere, fanerozoice (de regulă, jurasice și paleogene). Față de taconite se caracterizează prin abundența structurilor ooidice și, în general, prin conservarea particularităților depoziționale. Din punct de vedere mineralogic, pot fi bogate în hematit-goethit, chamosit și, ocazional, din siderit ; ele sînt lipsite de magnetit și minnesotait ; chimismul lor reflectă o însărăcire în SiO_2 și o îmbogățire în Al_2O_3. Corpusculii feruginoși sînt oolite sferice sau aplatizate, cu structură concentrică, adesea lipsite de nuclei centrali. Liantul este sideritic (o matrice), chamositic sau calcitic-sparitic (un ciment) (fig. 4.84). Transformările diagenetice sînt complexe : chamositul din păturile exterioare trece în goethit, iar cel din interior în caolinit (ex. Doggerul din Platf. Moesică (Vinogradov, 1986) și Eocenul de la Căpușul Mic, Baz. Transilvaniei.



Fig. 4.84. Minette ; imagine microscopică.

Pălăriile de fier sînt zone de concentrare a compușilor de fier prin procese de oxidare avansată, în mediul subaerian, a rocilor preexistente. Grosimea lor, de ordinul metrilor și al zecilor de metri, este condiționată de foarte mulți factori : petrografici, microtectonici, structurali, hidrogeologici, climatici etc. (ex. Zona Teliuc, Poiana Ruscă).

Sedimente actuale. În mări și oceane, conținutul în fier al sedimentelor este departe de a se ridica la valori care să permită acordarea atributului de „depozit feruginos“ sau ferilit acumulărilor sedimentare din ariile tidale, zonele de șelf situate în climat continental sau din bazinele cu circulație restrictivă (tip euxinic) în care, de obicei, s-au remarcat conținuturi mai ridicate în acest element. Nici argilele roșii din cîmpiile abisale ale oceanelor, în ciuda colorației lor și a conținutului de fier mai mare de 8%, nu pot fi considerate depozite feruginoase. În sedimentele actuale, numai unele zone cu concrețiuni manganoase pot prezenta interes pentru conținutul ridicat de fier. Distribuția fierului în diverse sedimente urmează cîteva tendințe generale :

— de creștere în sedimentele din largul oceanului, comparativ cu cele din apropierea țărmului ;

— de îmbogățire în fier (de la 7—16%) pe măsura creșterii conținutului de carbonați din unele mîluri organogene, constatare ce a permis o corelație între activitatea biotică și posibilitatea de reținere a fierului în testurile carbonatice ale viețuitoarelor ;

— de precipitare a unor coloizi de fier în vecinătatea ariilor cu activitate vulcanică submarină sau în depresiuni submarine dispuse în lungul unor zone de rift (Marea Roșie, I-le Kurile).

Petrogeneză și paleomedii. Diversitatea petrografică a ferilitelor face ca problema originii lor să nu poată fi rezolvată prin aplicarea unui singur model, chiar dacă la alcătuirea sa întrebările care se ridică au același conținut : unde trebuie căutată sursa pentru Fe ? Cum a fost transportat fierul ? Pe ce cale și în ce medii a avut loc precipitarea sa ?

Teoriile variate care încearcă să explice originea ferilitelor privesc aceste depozite în contextul lor natural — ca termeni ai unor asociații litologice — și oferă modele plauzibile pentru reconstituirea cadrului geologic general în care ele au fost acumulate.

1. După Drever (1974), geneza taconitelor trebuie privită ca o succesiune de procese chimice şi biochimice complexe care au concurat la concentrarea fierului în bazine, de regulă marine, la adîncimi limitate (pînă la 200—300 m) şi întotdeauna într-un mediu oxigenat. Sursele de metal pot fi diferite : el ajunge în mediul marin sub formă de suspensii terigene bogate în Fe^{3+} sau Fe^{2+} sau, prin reţeaua hidrografică continentală, poate fi transportat sub formă de hidrosoli, soluţii ale sărurilor acizilor organici, şi adsorbit de coloizi organici (pînă la o concentraţie de 7 ppm) ; de asemenea, atingerea concentraţiei necesară condiţiei de precipitare, în apele marine, se poate realiza prin activitatea vulcanică submarină din lungul zonelor de expansiune a fundului oceanic (fig. 4.85).

Solubilizarea ridicată a ionilor de Fe^{2+} în mediu anoxic asigură în multe bazine concentrarea acesui element sub adîncimea de 200 m, de unde, într-un sistem hidrologic activ, caracterizat prin curenţi ascendenţi, putea migra spre platformele continentale bine aerate, unde este îndeplinită condiţia de oxidare a Fe^{2+} şi precipitarea Fe^{3+} ; procesul de oxidare, fiind însoţit de eliberare de hidrogen, inhibă precipitarea $CaCO_3$ (ceea ce poate explica lipsa frecventă a secvenţelor carbonatice din masa depozitelor ferilitice) ; în aceste medii morfologia corpusculilor ferilitici (ooide, peloide fier-micritice) prezintă multe asemănări cu a celor carbonatici.

„Producţia" de substanţă organică din aceste medii condiţionează în cele din urmă natura faciesului mineralogic. Astfel, cînd :

$Fe^{3+} >$ substanţă organică (C) precipită magnetit ;

$Fe^{3+} <$ substanţă organică (C) precipită siderit ;

$Fe^{3+} \approx$ substanţă organică (C) precipită silicaţi.

Formele de fier-micrite şi asocierea lor cu silicolite sînt proprii mediilor neritice cu energie de bazin redusă, iar formele corpusculare, alochemice, sînt specifice mediilor subtidale, cu energie de bazin mai ridicată. Stratificaţia ritmică a taconitelor şi, deci, caracterul ciclic al taconitelor, îşi găsesc o explicaţie în fluctuaţiile sezoniere ale p_{O_2}, p_{CO_2} şi ale aportului de material terigen ; asocierea fierului cu siliciul este privită ca o expresie a lipsei organismelor silicioase din mediul în care se puteau concentra simultan aceste elemente şi, în aceste condiţii, puteau migra spre locurile de depunere.

2. Explicarea formării ooidelor feruginoase în depozitele de minette este dificilă întrucît un astfel de proces nu-şi găseşte un corespondent în sedimentarea actuală, iar mecanismul de formare a ooidelor carbonatice nu poate fi aplicat în întregime şi nu poate fundamenta originea minettelor.

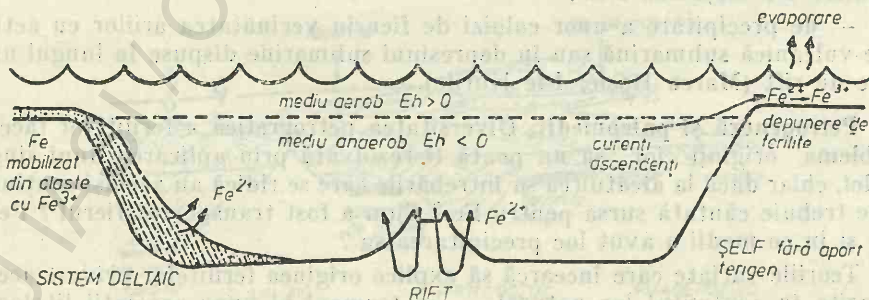


Fig. 4.85. Sursa fierului în bazinele marine şi condiţiile fizico-chimice de depunere a ferilitelor [39].

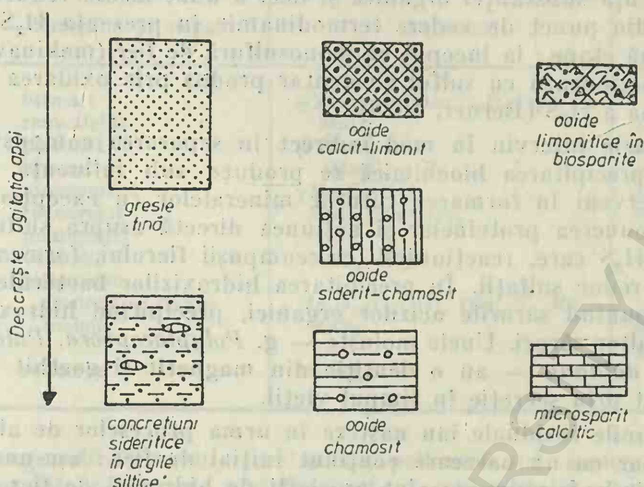


Fig. 4.86. Natura mineralogică a ooidelor feruginoase şi formarea lor ca o funcţie a aportului terigen şi energiei de bazin [34].

B. Maynard (1979), pe baza unor studii anterioare, consideră următoarele căi posibile de apariţie a ooidelor feruginoase (fig. 4.86).

a) ca produse depoziţionale, prin precipitare chimică, în ape marine agitate, în jurul unor claste, la adîncimi relativ mici, cînd se pot forma corpusculi goethitici ;

b) ca produse postdepoziţionale, prin procese de diferenţiere diagenetică în mîluri acumulate în ape liniştite, în care ar putea creşte sub formă de microconcreţiuni şi, ulterior, transportate de curenţi în dreptul unor bare de nisip sau prin agradarea caolinitului în prezenţa Fe^{2+} care generează chamosit (Knox, 1970) ;

c) ca produse de remaniere, prin erodarea unor ooide şi pisoide vadoase din scoarţa de alterare şi redepunerea lor pe un şelf marin (Nahon, 1980).

Estimările din ultimii ani privind rata de acumulare a ferilitelor stratificate şi a celor corpusculare, vis-a-vis de rezervele de fier din cîteva zăcăminte clasice permit aprecirerea unor valori de $2 \cdot 10^{13}$ g/an (de ex. zăcămîntul Hamersley, tip Lacul Superior) şi, respectiv, 10^8 kg/an (pentru zăcămîntul Kerci, tip minette). În ambele situaţii se ridică întrebarea dacă sursele presupuse de fier ar fi capabile să alimenteze o astfel de rată de depunere şi din acest punct de vedere se conturează unele neconcordanţe. Astfel, Holland a calculat că la o concentraţie (maximă) în Fe^{2+} a apelor fluviale de 7 ppm ar fi fost necesare rîuri cu de 5 ori debitul lui Mississippi, iar în legătură cu sursele vulcanice apreciază că la unul din cei mai activi şi productivi vulcani de pe Glob — vulcanul Ebeko din Insulele Kurile — „emanaţiile" de fier ating doar $1,8 \cdot 10^{10}$ g/an, ceea ce nu reprezintă valori şi situaţii care să poată explica acumularea unor ferilite cu rezerve aşa de mari ca cele din regiunea Marilor Lacuri sau din sudul U.R.S.S.

Formarea carbonaţilor are loc în medii sărace în oxigen din soluţii marine sau lacustre bogate în bicarbonaţi prin modificări de presiune, temperatură

*p*H, *Eh* etc. Sulfurile se formează din diverse săruri dizolvate în soluții naturale, în prezența substanței organice și deci a unui mediu reducător. Pirita este stabilă din punct de vedere termodinamic în prezența H_2S și se formează în două etape : la început ca monosulfură de fier (makinawit, greigit) care apoi reacționează cu sulful elementar produs prin oxidarea anorganică sau bacteriană a H_2S (Berner, 1970).

Organismele intervin în mod indirect în separarea compușilor de fier din soluții ; precipitarea biochimică se produce sub influența bacteriilor, care pot interveni în formarea tuturor mineralelor cu excepția silicaților. Prin descompunerea proteinelor și acțiunea directă asupra sulfului, bacteriile produc H_2S care, reacționînd cu compușii fierului, formează sulfuri ; alte bacterii reduc sulfații. În precipitarea hidroxizilor bacteriile pot interveni descompunînd sărurile acizilor organici, precipitînd hidroxizii de fier din soluțiile altor săruri. Unele moluște — g. *Polyplacophora*, *Patella vulgata*, *Nomaeopelta dalliana* — au o dentiție din magnetit și goethit considerată a se fi format prin secreție în timpul vieții.

Formațiunile reziduale iau naștere în urma proceselor de alterare lateritică a rocilor cu un oarecare conținut inițial de fier ; așa-numitele *terra rossa* și lateritele feruginoase sînt asociații de hidroxizi de fier și aluminiu.

Depozitele paludale au compoziție mineralogică variabilă și conțin multe impurități ; materialul argilos și carbonatic este foarte frecvent. Formarea lor are loc din soluții bogate în acizi humici, prin separarea ca hidrogel sau carbonat sub acțiunea dioxidului de carbon ; activitatea bacteriană poate interveni și ea.

4.7.2. Manganolite

În domeniul sedimentar manganul se concentrează, în condiții foarte diferite și, adesea, în cantități exploatabile ce conferă depozitului respectiv caracterul de zăcămînt. Principalele ocurențe mineralogice îmbracă forma oxizilor și hidroxizilor reflectînd prin aceasta marea afinitate a manganului față de oxigen. Manganolitele — prin similitudine cu ferilitele — pot fi considerate depozitele cu mai mult de 15% MnO_2, în care compușii acestuia îmbracă forme concreționare, nodulare, de cruste, plăci, lamine etc. Asocierea lor cu mîluri roșii și argile, cu silicolite și, mai rar, cu fosforite, constituie o expresie a cadrului geologic variat în care pot apărea. Expedițiile oceanografice din ultimele două decade au scos la lumină „noduli de mangan", deschizînd seria unor cercetări noi vizînd prospectarea, explorarea și posibila exploatare a sedimentelor care-i găzduiesc. Interesul studierii lor rezidă însă și din semnificațiile sedimentologice ale morfologiei și chimismului lor, ale ratei de acumulare și poziției „nodulilor" în ansamblul tectostructural și batimetric al unui bazin de sedimentare.

Mineralogie și chimism. În ciuda diversității condițiilor de mediu în care se formează depozitele manganoase de origine sedimentară, compoziția lor mineralogică este uniformă și exprimă — față de cele feruginoase — stabilitatea manganului în prezența oxigenului și legarea sa sub formă de oxizi, hidroxizi și carbonați ; silicații și sulfurile de mangan nu sînt compuși specifici domeniului exogen (tab. 4.23). Compușii manganului sînt însoțiți de oxizi și hidroxizi de fier (goethit, hematit), zeolit (phyllipsit), minerale argiloase (montmorillonit) și uneori calcedonie și fosfați.

Tabelul 4.23. Mineralogia manganolitelor

Clasa	Mineralul principal	Formula	Minerale în asociație
Oxizi și Hidroxizi	birnesit	$(CaNa)(Mn^{2+}Mn^{4+})_2O_{14}H_2O$	
	ramssdellit	MnO_2	goethit
	piroluzit	$\beta\ MnO_2$	montmorillonit
	braunit	Mn_2O_2	calcedonie
	manganit	$\gamma Mn_2O_3 \cdot OH$	calcedonie
	todoorokit (manganit)	$MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$	hematit
	vernadit	$MnO_2 — H_2O$	siderit
	psilomelan (ranceit și criptomelan)	$Mn_2O_{16}(O, OH)_6$ (Ba, K, Mn, CO)$_3$	spatit phillspsot
Carbonați	rodocrozit	$MnCO_3$	

În manganolitele vechi, piroluzitul, psilomelanul, manganitul și rodocrozitul sînt mineralele cele mai frecvente, iar în nodulii actuali, birnessitul și todorokitul apar ca minerale mai stabile și se concentrează în sedimentele marine acumulate la adîncimi mai mici de 3 500 m și, respectiv, peste 3 500 m.

Concentrația în metal a manganolitelor este și ea foarte variabilă și poate constitui, în corelație cu alte informații, un indicator de paleomediu. Astfel, raportul Mn/Fe este citat ca semnificativ pentru a putea face distincția între manganolitele de mare adîncă (Mn/Fe între 2 și 60) și cele de apă puțin adîncă (Mn/Fe sub 1). Tendința de scădere a raportului, în acest sens, poate sugera și apropierea de „sursa continentală" a metalului (fig. 4.87). În depozitele vechi din ariile continentale, cunoașterea acestui raport va permite o primă corelație cu sedimentele actuale și deci o informație despre paleomediul în care s-au acumulat.

Interesul crescînd care se acordă „nodulilor" din sedimentele marine actuale vizează și conținutul lor în microelemente, foarte variat (Co, Ni, Cu, Pb etc.) și de multe ori, apreciabil din punct de vedere cantitativ (de aceea, mai corect denumiți *noduli polimetalici*) (tab. 4.24). Mai mult decît atît, studiile recente au sesizat conținuturi mai ridicate de Co și Pb în birnessit și de Ni și Cu în todorokit. Pentru nodulii din sedimentele de mare adîncă pot fi considerate semnificative și conținuturile de pămînturi rare (Th, Tl); C organic este semnalat ca element mai frecvent în depozitele de apă puțin adîncă.

Prin prisma compoziției și chimismului manganolitelor actuale, cercetarea și reevaluarea vechilor depozite capătă noi valențe.

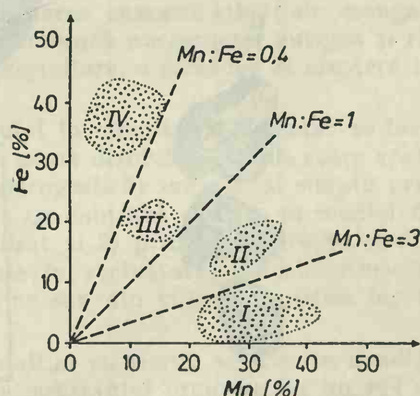


Fig. 4.87. Raportul dintre conținutul de Mn și conținutul de Fe din noduli recoltați din ape adînci Oc. Pacific (II) și Oc. Atlantic (III), din ape puțin adînci — M. Baltică (III) — și golfuri din zone de seef (I), din lacuri (IV) [63].

Caractere petrografice și asociații litologice. Compușii minerali ai manganului se individualizează sub foarte diverse forme: noduli și concrețiuni cu aspecte sferoidale, ovoidale, discoidale, cilindrice, ca lumpuri, inele, plăci, cruste sau impregnații și agregate masive în lamine și strate cu tendință lenticulară. Pentru nodulii din Oc. Pacific (zona Clarion-Clyperton) Szobotka (1986) a pus în evidență multe din aceste categorii morfometrice și a sesizat diferențe morfoscopice între „top"-ul lor — suprafață netedă și lucioasă — și „bază" — rugoasă (fig. 4.88).

Nodulii au dimensiuni medii de 2—6 cm în diametru, dar pot atinge în cazuri de excepție și valori de zeci de centimetri. Structura lor internă este uneori masivă, compactă, iar alteori concentrică, colomorfă și/sau cristalizată, cu anvelope de diferite compoziții (învelișuri cu Mn, Mn și Fe, Fe, minerale argiloase) și limite netede sau erozionale; anvelopele acoperă unul sau mai mulți nuclei (vulcanoclaste, palagonit, clorite terigene, argiloase, bioclaste etc.). Prezența suprafețelor erozionale pe învelișurile interne constituie o dovadă a remanierii intrabazinale a nodulilor și deci a creșterii lor intermitente. Formele alungite repauzează cu axa lor mare paralelă cu suprafața sedimentului.

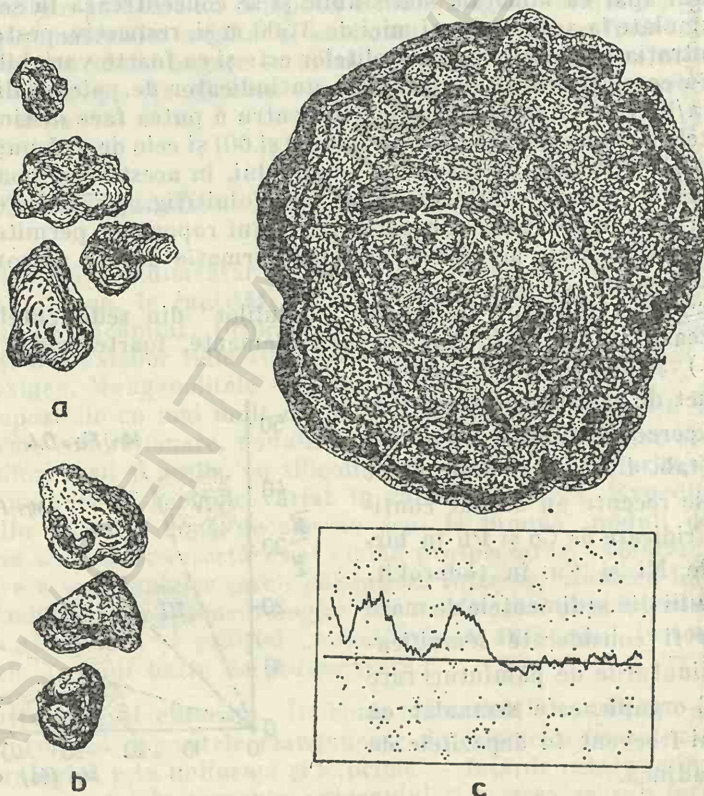


Fig. 4.88. Morfologia unor noduli de mangan recoltați din apele adînci ale Oc. Pacific (a) și din apele puțin adînci ale M. Baltice (b): structură concentrică într-un nodul de Mn recoltat din Oc. Pacific (c) și variația conținutului de Ni redat de analiza cu microsonda electronică (după Szobotka).

Nodulii se asociază cu mîlurile roșii abisale, cu mîlurile cu globigerine, cu mîlurile cu radiolari, atingînd, la suprafața acestora, o densitate medie de 1—9 kg/m². Stratele bogate în hidroxizi și oxizi de mangan au grosime variabilă, în medie între 0,20 și 0,50 m, rar 2—3 m. Ele prezintă suprafețe nete și/sau ondulate și tendința de a se efila pe direcție. Agregatele minerale au aspect masiv, vacuolar sau spongios, cu testuri de la criptocristalin la mediu și larg cristalizat. În formațiunile vechi în care se întîlnesc, manganolitele alternează cu argile, nisipuri glauconitice, calcare roșii, radiolarite, marne silicioase, argile fosfatice ; în depozitele epiclastice, compușii de mangan pot forma cimentul rocilor ; formele pisolitice sînt mai rare. În depozitele mai vechi, datorită diagenezei avansate, formele nodulare tind să se șteargă datorită proceselor de recristalizare și deshidratare a compușilor de mangan.

Petrogeneză și medii de sedimentare. Dacă pînă la intensificarea cercetărilor privind „nodulii polimetalici" (anii '60), geneza manganolitelor era discutată în consens, perioada care a urmat s-a caracterizat, din acest punct de vedere, prin diversitate de opinii și controverse. Această tendință reflectă cauzele și căile foarte diferite prin care compușii manganului se pot concentra la suprafața scorței și, de aceea, petrogeneza manganolitelor nu are și nu poate avea un model unic. Ca și în cazul altor asociații litologice, formarea și acumularea depozitelor sedimentare manganoase se realizează în mai multe domenii de sedimentare, pe cale chimică și biochimică, astfel :

● În *domeniul marin și oceanic*, în zone batiale și abisale, în care se concentrează cca 90% din nodulii formați în mediul subacvatic ; apar în cîmpii abisale, în zone de elevație din vecinătatea unor fracturi, flancurile dorsalelor medio-oceanice, zone de piemont oceanic ;

— în *mediul de apă puțin adîncă*, în facies marin, în zona neritică (pe șelfurile mărilor marginale, epicontinentale sau în golfuri).

● În *domeniul continental*, în zone lacustre și paludale, în scoarțele de alterare și în soluri (ca produse reziduale).

Similitudinile petrografice ale depozitelor vechi din ariile continentale cu depozitele actuale fac posibilă presupunerea că în momentele respective și acestea din urmă s-au format în aceleași condiții.

Cu excepția produselor reziduale, formarea concentrațiilor de mangan în toate celelalte domenii de sedimentare îmbracă un caracter autigen și ridică deci problema sursei și modului de precipitare, a ratei lor de creștere în raport cu sedimentele subiacente etc.

Sursa manganului. Intrarea manganului în circuitul sedimentar se face pe două căi : 1) din rocile preexistente, în urma dizolvării sale de către apele de circulație (soluții interstițiale, rețea hidrografică) sau pur și simplu prin antrenarea mecanică a fracțiunii terigene cu conținut de Mn, în mediul de sedimentare în care urmează a fi solubilizat și 2) prin activitate vulcanică subacvatică, aport de soluții hidrotermale în vecinătatea dorsalelor medio-oceanice și a fracturilor crustale submarine sau din vulcanoclastitele legate de erupțiile din aceste zone (fig. 4.89).

Solubilizarea manganului, adesea simultan cu fierul, se face în condiții reducătoare, în prezența și sub influența substanței organice, la un $pH = 5{,}5-7{,}5$. Migrarea sa are loc sub formă de soluții de bicarbonați $Mn(HCO_3)_2$ și de complexe coloidale organo-minerale.

Precipitarea compușilor de Mn are loc în condițiile unui pH ridicat (mai mare de 8) și întotdeauna solicită un mediu oxigenat (potențial redox pozitiv,

Tabelul 4.24. **Chimismul, rata de creştere şi vîrsta nodulilor de Mn sedimentaţi în diverse medii naturale**

Depozite actuale	Chimism: Mn % max. / % med.	Chimism: Fe, %	Chimism: Mn : Fe	Chimism: Co [ppm]	Chimism: Ni [ppm]	Chimism: Cu [ppm]	Chimism: Alte elemente [ppm]	Rata de creştere, mm/1 000 ani / vîrsta	Răspîndire
Depozite de mare adîncime (peste 2 000 m)	67 / 18–25	20	60 (15–25)	5 000	5 000	500	Th Tl P Zn (500) Pb (1 000)	0,01–60 / 0,7–3,4 mil. ani	Oc. Pacific Oc. Atlantic Oc. Indian
Depozite de mare puţin adîncă (50–300 m)	33 / 12,2	10	0,65	50	50	50	Mo P C. org.	1,3–300 / 12 000 ani	M. Barents M. Kara M. Albă M. Baltică Golful Maine
Depozite lacustre (10–100 m)	36 / 5–8	15	0,50	200	200	600	P (1 600) C. org.	1–350 / 10 000 ani	Lacul Ontario L. Ladoga L. Onega L. Baical

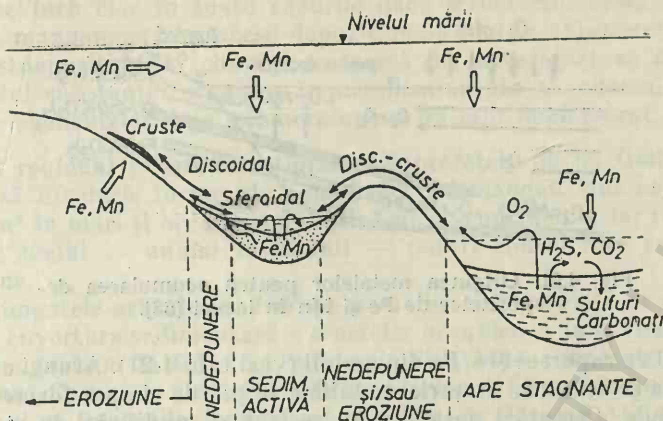


Fig. 4.89. Reprezentarea schematică a surselor posibile de Mn și a corelației dintre formele de relief subacvatic și morfologia nodulilor precipitați [63].

$Eh = +400 - +600$ mv) (fig. 4.90). Schema ipotetică de depunere a acestora cuprinde o serie de reacții succesive:



$$H_2MnO_3 + Mn^{2+} \rightarrow MnMnO_3 + 2\,H^+$$



$$MnMnO_3 + 2\,H_2O + 1/2\,O_2 \rightarrow 2\,H_2MnO_3$$



$$H_2MnO_3 + X^{2+} \rightarrow X{-}MnO_3 + 2\,H$$

în care $X = Fe^{3+}$ sau alți cationi metalici care substituie manganul.

Rata de oxidare a Mn în timpul precipitării din soluții crește cu ridicarea pH-ului și descrește cu prezența HCO_3^- și SO_4^{2-}.

Nucleerea manganului are loc prin autocataliză în dreptul unor „bariere" geochimice cu suprafețe active, și de multe ori, sub influența unor factori bacterieni. În mediul marin puternic electrolitic Fe se poate separa înaintea Mn (în zonele de șelf, sub formă de ooide), iar în cel dulcicol, paludal (fig. 4.91), precipitarea poate fi simultană. Viteza de creștere, morfologia nodulilor și poziția lor în bazinul de sedimentare sînt controlate, în acest context chimic de alți factori naturali. Astfel, dezvoltarea nodulilor are loc în momente în care sedimentarea terigenă sau carbonatică lipsește sau este foarte lentă; în aceste condiții apar forme discoidale, sferoidale, iar rata de creștere a lor este mai mică în apele adînci (0,01—0,11 mm/1 000 ani) și mai mare în apele puțin adînci (1—300 mm/1 000 ani), în lacuri și zone de șelf; ea variază invers

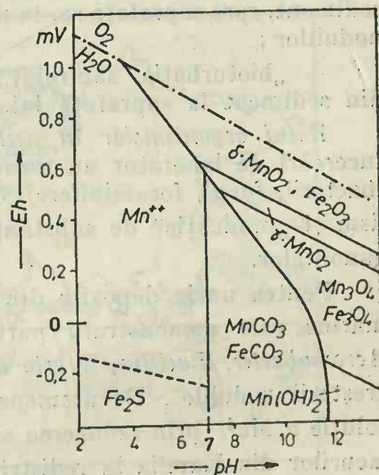


Fig. 4.90. Domeniile de stabilitate a compușilor de Mn și Fe în funcție de potențialul redox (Eh) și alcalinitatea (pH-ul) mediului de depunere (marin) [63].

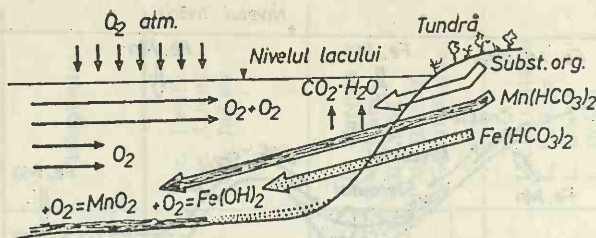


Fig. 4.91. Originea metalelor pentru acumularea depozitelor de Fe și Mn în lacuri [63].

proporțional cu raportul Mn/Fe din noduli (vezi tab. 4.21). Atunci cînd aportul terigen tinde să crească, simetria nodulilor se pierde și apar forme neregulate sau botrioidale. Cercetări detaliate au sesizat și modificări în structura lor internă după cum sînt localizați pe pantă (polinucleici) sau pe platouri submarine (mononucleici). În fine, rolul diagenezei ca o alternativă în multe situații este invocat pentru a explica „creșterea" nodulilor din sediment și la suprafața acestuia prin remobilizarea ascendentă a soluțiilor interstițiale bogate în Mn^{2+}.

Paradoxul care a intrigat multă vreme lumea geologică a plecat de la poziția acestor noduli aproape întotdeauna pe suprafața mîlurilor și a căror viteză de acumulare (1—4 mm/1 000 ani) se consideră mult mai mare decît cea a nodulilor. Astăzi se știe că formarea concrețiunilor este polifazică, neregulată, cu pauze și, de aceea, viteza de creștere raportată la dimensiunile lor nu poate reflecta o realitate. Factorii responsabili de menținerea sau aducerea nodulilor la interfața sediment-apă sînt considerați:

— eroziunea diferențială a sedimentelor din jur;

— remobilizarea diagenetică timpurie a Mn prin soluțiile interstițiale reducătoare, în prezența substanței organice și migrarea lor ascendentă prin sediment, spre suprafața sa, în mediul oxidant, pentru a declanșa aici creșterea nodulilor;

— „bioturbația" sau rolul „infaunei" în antrenarea și scoaterea nodulilor din sediment la suprafața lui.

Rolul organismelor în petrogeneza manganolitelor. Cercetări recente și încercări de laborator au scos în evidență rolul pe care unele organisme (bacterii, fungi, foraminifere) și activitatea vitală în general (prin metabolism și „producție" de substanță organică) le-ar avea în petrogeneza manganolitelor.

Pentru unele depozite din soluri, medii paludale și lacustre sau chiar marine este demonstrată participarea bacteriilor de tipul *Arthrobacter*, *Acromobacter*, *Bacillus*, *Vibrio* etc. la oxidarea Mn^{2+} în Mn^{4+} și stimularea creșterii nodulilor. De asemenea, *Bacillus circulans* antrenează trecerea în soluție a Mn^{4+} prin reducerea sa la Mn^{2+} și participă, astfel, în sedimentele lacurilor din Karelia la redistribuirea lui în sediment. G. *Saccorhiza* — un foraminifer bentonic — se pare că are un rol în construirea „rețelei" sau a „cadrului" pe care vor crește în continuare nodulii, tot așa cum unele bacterii filamentoase sînt considerate responsabile pentru generarea de structuri stromatolitice manganoase (ca cele din nodulii din platoul Blake-Mounty).

Nu este încă clar în toate cazurile dacă structurile observate au fost tapisate cu mangan, prin procese depoziţionale biotice (biosecreţii) sau prin procese postdepoziţionale, chimice (o formă de metasomatoză diagenetică). Oricum, rolul substanţei organice în mobilizarea Mn şi, adesea, în concentrarea microelementelor deja enumerate este un fapt demonstrat.

Cadrul regional şi cronostratigrafic. Suprafeţele de pe Glob în care se concentrează diversele forme ale compuşilor de mangan sînt considerabile: 230 mil. km^2 în mări şi oceane şi 50 mil. km^2 pe continente, iar rezervele potenţiale de metal — numai în noduli — pot fi considerate excepţionale: $350 \cdot 10^9$ tone.

În sedimentele actuale, nodulii polimetalici sînt asociaţi cu argilele roşii abisale din cuvertura sedimentară a crustelor oceanice şi au o vîrstă apreciată prin paleomagnetism la 0,7–3,4 mil. ani. Sînt bine cunoscute în Oceanul Pacific (zona „Cornul de aur", între faliile Clarion şi Cliperton, în lungul faliei Mendocino şi pe flancurile dorsalei est-pacifice), în Oceanul Atlantic (în vecinătatea dorsalei medio-oceanice şi în estul coastei americane, în zona Mării Sargaselor), în Oceanul Indian (dorsala Karlsberg şi zona central-sudică) (fig. 4.92).

În zonele neritice ale mărilor marginale se concentrează în mările Barents, Kara, Albă şi Baltică şi în golfurile Maine (Oceanul Atlantic) şi Loch Fyne (Scoţia).

În lacurile de pe continentul american (Ontario) sau euro-asiatic (Ladoga, Onega, Baikal), au fost recoltaţi noduli de la adîncimi de pînă la 100 m şi cu un conţinut mai ridicat de C organic.

Depozite reziduale formate prin alterarea supergenă a rocilor bazice şi calcarelor în condiţiile unui climat cald şi umed se găsesc în Brazilia, Gabon, Ghana.

În depozite vechi se întîlnesc în zone de craton (în formaţiuni precambriene metamorfozate) şi în zone de orogen (de la Cambrian la Pliocen), în regiuni considerate a fi reprezentat medii de sedimentare foarte diferite. Subducţia

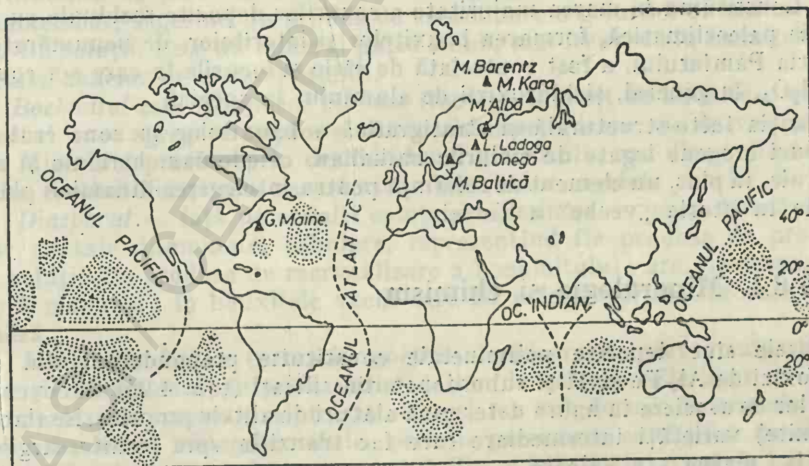


Fig. 4.92. Principale zone cu ocurenţe actuale de noduli de Mn în Oc. Pacific, Oc. Atlantic şi Oc. Indian; în ariile continentale este indicată şi poziţia unor depozite vechi de Mn comentate în text: 1 — Gossau, Alpi, 2 — Timor, 3 — Troodos-Cipru, 4 — Sicilia, 5 — Dillon (SUA), 6 — Nicopol şi Ciaturi (URSS), 7 — Utah (SUA) [63].

crustelor oceanice pe care s-ar fi format în trecut depozite de mare adîncă a făcut imposibilă conservarea lor. Din acest motiv, din categoria acestor depozite s-au păstrat doar cele acumulate în zonele de coliziune continent-continent și arc insular-continent.

Astfel, depozitele manganoase stratiforme și nodulare asociate cu silicolite și argile de vîrstă cretacică, din insula Troodos, Cipru, se consideră a aparține unei cuverturi sedimentare acumulată pe crustă oceanică și obdusă pe continent. Tot depozite de mare adîncă se consideră depozitele vulcano-sedimentare eocene din Pen. Florida — S.U.A. și flișul Numidian (Miocen) cu depozite manganoase din Sicilia.

Depozite de apă puțin adîncă sînt considerate concentrațiile de todorokit din argilele fosfatice și gresiile argiloase ale formațiunii Dillon-Permian (S.U.A.) și acumulările exploatabile de piroluzit și psilomelan din argilele și marnele glauconitice oligocene de la Nikopol și Ciaturi (U.R.S.S.). Formațiunea Summermerville (argile cu mangan, Utah — S.U.A.) de vîrstă jurasică pare a reprezenta un complex litologic similar cu cele lacustre de azi.

4.8. ALITE

Alături de silicolite și ferilite, *alitele*, ca roci sedimentare, reprezintă o entitate petrografică separată pe criteriul chimic. Astfel, termenul este atribuit depozitelor în care raportul $Al_2O_3/SiO_2 > 2,3$ și care din punct de vedere petrografic corespunde lateritelor și bauxitelor (termenul *bauxit* a fost introdus de Berthier în 1821 pentru a desemna rocile bogate în aluminiu din vecinătatea localității Les Baux, gurile Ronului — Franța).

Atît cantitativ (bauxitele reprezintă doar 0,001% din toate rocile sedimentare) cît și genetic, alitele constituie produse sedimentare cu poziție aparte. Ele marchează prin prezența lor într-o regiune trecerea acesteia printr-un regim de „zonă continentală exondată" și plasarea ei într-un climat tropical umed. Constituind în marea majoritate a cazurilor depozite reziduale cu semnificație paleoclimatică, formarea bauxitelor și lateritelor, de nenumărate ori în istoria Pămîntului, a fost controlată de căile și locurile în care s-a concentrat Al_2O_3, în general, și hidroxizii de aluminiu, în special.

Poziția tecto-structurală și stratigrafică a bauxitelor în zone cratonice și centuri orogene legate de ciclurile baikalian, caledonian, hercinic și alpin constituie, în plus, un element de referință pentru înțelegerea dinamicii plăcilor crustale în istoria „veche" a Terrei.

4.8.1. Mineralogie și chimism

Alitele sînt depozite poliminerale constituite preponderent din oxizi și hidroxizi de Al, Fe și Ti și subordonat din silicați (tab. 4.25). Frecvența și modul lor de asociere în naură determină alături de alitele propriu-zise (laterite și bauxite) varietăți intermediare care fac tranziția spre ferilite, argile și, respectiv, marne sau calcare.

Din punct de vedere mineralogic, *bauxitele* formează varietăți care reflectă atît mecanismele petrogenetice, cît și diferitele moduri de ocurență. Astfel, se disting: bauxite gibbsitice, b. boehmitice, b. diasporice (cu peste 50—60% din mineralul respectiv) și b. gibbsito-boehmitice, b. boehmito-

Tabelul 4.25. **Compoziția mineralogică a alitelor**

Grupa mineralogică și tipul de mineral[1]	Formulă chimică	Participare în roci, %			
Oxizi și hidroxizi					
Minerale alitice			Minerale de titan		
Boehmit	$\gamma AlO \cdot OH$	40—60	Anatas	TiO_2	1% (7%)
Diaspor	$\alpha AlO \cdot OH$	40—60	Rutil	TiO_2	1% (7%)
Gibbsit	$Al(OH)_3$	20—40	Ilmenit	$FeTiO_3$	1% (44%)
Corindon	Al_2O_3	1—5	Ulvit	$(Fe^{2+}Ti^{4+})Fe^{2}O_4$	1% (30)
Minerale feritice			Minerale argiloase		
Hematit	αFe_2O_3	10—20	Candite: coalinit, halloysit		
Goethit	$\alpha FeO \cdot OH$	1—5	Hidromice: illit		
Lepidocrocit	$\gamma FeO \cdot OH$		Smectite: montmorillonit		
Magnetit	$Fe_2O_3 \cdot FeO$		Clorite: chamosit, thuringit		
Maghemit	γFe_2O_3				
Siderogel	$Fe_2O_3 + aq$				

[1] În ordine descrescătoare a frecvenței lor în depozitele de bauxită din lume.

diasporice sau b. gibbsito corindonice ; trecerea spre ferilite este marcată de creșterea frecvenței hematitului și goehitului, iar spre argile, de creșterea conținutului de candite (fig. 4.93).

Gibbsitul se prezintă sub formă de agregate lamelare sau concreționar și mamelonar, sugerînd un produs de consolidare a gelurilor și mai rar cristalizat din soluții. Este un mineral puțin stabil, mai frecvent în bauxitele tinere asociate zonelor de cratoni stabili.

Boehmitul este compusul cel mai frecvent întîlnit în bauxite, îmbrăcînd aspectul unor agregate cripto- și microcristaline, adesea cu dezvoltări aciculare. Mineralul provine prin deshidratarea gibbsitului sau direct din transformarea caolinitului și este caracteristic bauxitelor asociate zonelor de orogen.

Diasporul — față de ceilalți compuși aluminoși — poate îmbrăca forma unor cristale diseminate, tabulare, reprezentînd fie produse de precipitare din soluții, fie produse de recristalizare a boehmitului ; are, de aceea, o frecvență mai mare în bauxitele vechi care au suferit variate procese de diageneză.

Mineralele feritice (hematit, goethit, lepidocrocit) sînt omniprezente în alite și influențează puternic variațiile lor de culoare. Ele apar ca produse coloromorfe sau agregate criptocristaline și rar sub formă de cristale izolate. Asocierea lor cu mineralele alitice permite precizarea condițiilor de *Eh* și *p*H în care s-a format asociația respectivă (fig. 4.94). Astfel, studiile lui Valeton și Komllossy asupra unor bauxite din Franța, China, Vietnam și Ungaria au condus la concluzia că paragenezele :

— gibbsit-goethit se formează în condiții puternic oxidante, chiar dacă mediul este slab acid ;

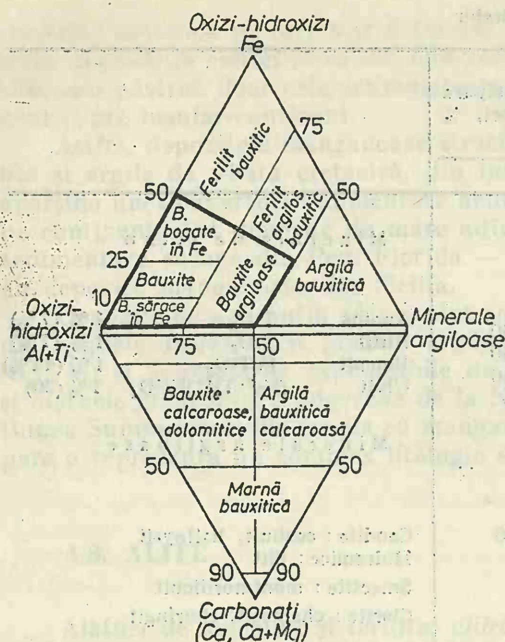


Fig. 4.93. Diagrame triangulare pentru clasificarea și nomenclatura bauxitelor pe baza mineralogice : Al+Ti=suma mineralelor alitice și titanifere, Fe=suma mineralelor feritice, suma mineralelor argiloase și suma mineralelor carbonatice [7].

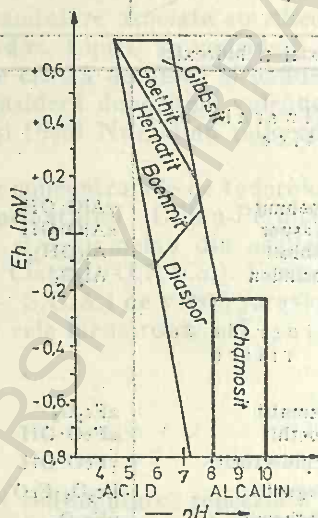


Fig. 4.94. Domeniile de stabilitate ale principalelor asociații mineralogice din bauxite în funcție de potențialul redox (Eh) și pH-ul mediului de formare [7].

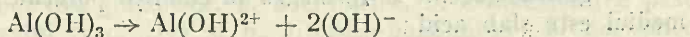
— boehmit-hematit, într-un mediu cu $Eh = 0$ și pH neutru, iar

— diaspor-chamossit este stabilă în condiții reducătoare ($Eh < 0$) și mediu slab alcalin.

Dintre mineralele cu titan, anatasul, rutilul și ilmenitul reprezintă ocurențe frecvente în toate tipurile genetice de bauxite ; părerea că acești constituenți au în exclusivitate o origine alogenă (că ar fi clasate din fracțiunea grea) este astăzi combătută de morfologia criptocristalelor de anatas sau rutil, relațiile lor cu masa fundamentală a bauxitelor și/sau apariția pe fisuri care pledează pentru natura lor autigenă.

Cercetări experimentale. Reproducerea condițiilor de precipitare a gelurilor aluminoase, de cristalizare a hidroxizilor de aluminiu și de asociere a acestora cu silicea sau hidroxizii de fier — în condiții de laborator — au permis o înțelegere mai clară a căilor de formare a lateritelor și bauxitelor. Experimentele au analizat sisteme binare și ternare de tipul $Al_2O_3-H_2O$, $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ și $Al_2O_3-Fe_2O_3-H_2O$.

Procesul de solubilizare și precipitare a gelurilor sau cristalelor apare ca o funcție a naturii legăturilor chimice, a temperaturii, concentrației soluțiilor și prezenței ionilor străini, a valorii Eh-ului și pH-ului. În soluțiile apoase, Al este întîlnit în stare ionică, sub formă de dispersii moleculare sau ca polimeri. Dizolvarea $Al(OH)_3$ în soluție de sulfat de potasiu (0,01 M) conduce la următoarele grupări :



$$Al(OH)_3 \rightarrow Al(OH)^{2+} + 2(OH)^-$$

S-a dovedit experimental (Pa Ho Hsu, Bates ; 1964) că obţinerea $Al(OH)_3$ din săruri de aluminiu (sulfaţi sau cloruri) este facilitată de prezenţa NaOH. Primul produs de reacţie — $Al(OH)^{2+}$ — polimerizează în forme stabile de tipul $Al_6(OH)_{12}^{6+}$ cu molecule de H_2O la suprafaţa complexului. La valori ridicate ale raportului $NaOH/Al^{3+}$ (de ex. $\gg 3$) poate cristaliza $Al(OH)_3$ — bayerit sau gibbsit — (reacţiile se desfăşoară în mediu cu pH = 8—11), deoarece sarcina pozitivă a aluminiului este neutralizată, iar respingerea dintre polimeri şi compuşii hidrataţi este neglijabilă.

Afinitatea $\alpha AlO(OH)$ cu $\alpha Fe(OH)$ în cadrul lateritelor şi bauxitelor se poate uşor explica prin izomorfismul acestor două faze. Thiel (1963) a demonstrat experimental relaţia de izomorfism a acestor reţele prin obţinerea termenului *feridiaspor* — $Fe_{0,67}Al_{0,33}O(OH)$. De asemenea, investigaţii cu RX au pus în evidenţă conţinuturi variabile de AlO(OH), între 5—25%, în goethitele recoltate din bauxitele din India şi conţinuturi pînă la 7% Fe în cristalele de boehmit şi diaspor din bauxitele din Franţa.

Plecînd de la observaţii mineralogice şi structurale de detaliu, Wefers (1967) este de părere că goethitul acumulat în timpul primelor stadii ale alterării serveşte drept nucleu de creştere epitaxială a diasporului, fără a fi necesar un alt factor catalizator ; parageneza hematit-diaspor apare ca o asociaţie normală formată prin două procese sincrone — deshidratarea goethitului şi recristalizarea boehmitului — AlO(OH).

Chimismul lateritelor şi bauxitelor este expresia directă a compoziţiei mineralogice a rocilor sursă şi a mobilităţii elementelor în „soluţiile interstiţiale" din cadrul produselor de alterare care tind să devină bauxite. Elementele majore din constituţia bauxitelor sînt : Al, Fe, Ti, Si, iar frecvenţa lor este redată în tabelul 4.26.

Tabelul 4.26. **Compoziţia chimică a bauxitelor**

	Bauxite formate pe roci carbonatice			Baucite formate pe roci bazice		Bauxite formate pe charnokite şi sienite nefelinice	
	Sohodol (România)	Bihor (România)	Kaşmir (India)	Kilauea (Hawaii)	Kouai (Hawaii)	(India)	(Arkansas-S.U.A.)
SiO_2	2,51 7,71	0,75 0,85	0,84	1,7—2,0	2,0— 4,0	8,4	1,8— 6,9
Al_2O_3	57,27 33,46	51,39 61,25	78,34	16,0—35,6	39,3—48,5	55,5	60,9—61,2
Fe_2O_3	23,85 17,74	34,42 20,86	1,09	40,5—56,5	26,0—37,0	12,5	1,2— 1,9
TiO_2	2,61 1,80	3,65 2,40	4,35	4,2—6,9	3,1—5,5	0,8	1,2— 2,3
H_2O	10,59 6,93	9,60 13,13	14,99	—	16,3—17,3	—	—

Conţinutul în Al_2O_3 este ridicat şi este realizat fie prin îmbogăţirea relativă faţă de roca sursă, ca urmare a mobilizării silicei în primele stadii din evoluţia alitelor, fie prin îmbogăţire absolută, provenind prin reprecipitarea hidroxizilor de aluminiu din soluţii diagenetice tîrzii. Comparativ cu rocile sursă, în zonele centrale ale nivelelor bauxitice conţinutul în Al_2O_3 poate creşte cu 300—400%.

Fierul, concentrat în scoarţele de alterare, ajunge la valori de 50—60% în bauxitele formate pe roci bazice şi la 20—30% în bauxitele formate pe roci carbonatice.

Titanul, prin conţinuturile maxime în care apare (15—32% în bauxitele dezvoltate pe roci bazice şi 2—4% în cele dezvoltate pe roci carbonatice), este considerat un element major, omniprezent în aceste roci.

Siliciul variază considerabil de la sialite (40% SiO_2) la ferilite şi alite (2% SiO_2). Conţinuturile sînt mai ridicate în părţile externe ale scoarţei de alterare, spre roca parentală, în zona de descompunere a tectosilicaţilor şi la partea superioară a nivelelor lateritice şi bauxitice, unde au loc resilicifieri (resintetizarea mineralelor argiloase) şi unde organismele vegetale pot fixa SiO_2.

Elemente minore. Comportarea geochimică a oligoelementelor apare similară cu cea a elementelor majore pe care le însoţesc şi, deci, ca o funcţie a naturii petrogenetice a substratului pe care evoluează alitele şi a gradului lor de drenaj.

În lateritele şi bauxitele dezvoltate pe roci magmatice şi metamorfice se constată o îmbogăţire în Cr, Cu, Nb, Ge, Mo în ansamblul depozitelor şi în Mn, Ni, Co, în special în baza acestora (probabil ca efect al unor procese diagenetice tîrzii). Alte oligoelemente Zr, Sc, V, Be, Y, Pb, deşi prezente, nu formează concentrări.

4.8.2. Caractere petrografice, proprietăţi fizice şi clasificare

Bauxitele — prin diversitatea factorilor şi proceselor care concură la formarea lor — se individualizează de cele mai multe ori ca roci eterogene, de culori foarte variate (alb, galben, ocru, brun-gălbui, brun-roz, roşu, brun, violet, verde, cenuşiu, negru), ca o expresie a compoziţiei lor mineralogice, şi cu grade de compactizare şi porozitate foarte diferite. În funcţie de acest ultim criteriu se pot separa tipurile: microporos, poros, vacuolar, tubulo-vacuolar, vezicular şi spongios pentru a ilustra o creştere a porozităţii pînă la 30—35% şi pentru a reda, de fapt, relaţiile complexe care se stabilesc între constituenţii săi. O consecinţă a acestei trăsături o constituie şi densitatea foarte variabilă a acestor roci (între 1 şi 8). Adesea, depozitele de bauxită sînt fisurate şi fracturate.

Eterogenitatea bauxitelor este determinată de diversitatea particulelor care le alcătuiesc şi de relaţiile lor cu masa în care sînt prinse.

Particulele sînt reprezentate prin granule autigene (cristale de diaspor, hematit, pirită, anatas, rutil), granule alogene (granoclaste de cuarţ, feldspaţi, mice sau fracţiune grea cu dimensiuni variabile — 5—200 μ : granat, staurolit, zircon, turmalină etc.), litoclaste bauxitice (fragmente remaniate din depozite mai vechi, cu dimensiuni arenitice şi ruditice, de obicei mai bogate în fier şi mai sărace în silice), peloide sau corpusculi omogeni cu structură pătată, nediferenţiate mineralogic şi crăpături de sinereză, ooide mono- şi polinucleice, cu dimensiuni şi număr de învelişuri variabile (cele cu ∅ > 1 mm sînt pisoide şi macropisoide de obicei, ooide compozite); ooidele deformate sînt cunoscute ca *spastoide*. Peloidele şi ooidele se consideră corpusculi diagenetici şi s-au format prin diferenţierea „centrifugă" sau „centripetă" a aluminiului şi fierului. Prezenţa lor sugerează un anumit grad de transformare a materialului originar.

Masa fundamentală — o „matrice" sau un pseudoliant al corpusculilor — este un agregat cripto- şi microcristalin de minerale alitice, ferilitice şi de titan,

nediferențiate textural. La dimensiuni ale constituenților < 1 mm, matricea este pelitomorfă, între 1—5 μm — microgranulară, între 5—100 μm — panidiomorfă — la alte categorii petrografice, calcare, de exemplu, termenul are semnificație morfometrică, nu granulometrică), iar la ∅ > 100 μm se consideră macrocristalină (Bardossy, 1982).

Aspectele texturale și structurale derivate din dimensiunile cristalelor și relațiile corpusculilor cu matricea sînt completate de alte produse ale diagenezei, deformării și metamorfismului bauxitelor. Se pot astfel întîlni structuri brecioase, pseudobrecioase, fluidal-colomorfe și structuri nodulare, concreționare sau chiar granoblastice și porfiroblastice (fig. 4.95). Bauxitele puțin evoluate și formate pe seama unor roci cu proprietăți izotrope apar nediferențiate, cu aspecte pămîntoase sau omogene. La scara unui „corp" de bauxit structurile sînt masive (Franța, Ungaria, România) și/sau stratificate (Grecia, Ural). Cele două situații extreme materializează două tipuri de ocurențe distincte după modul lor de geneză : formate prin transformarea pe loc a unor roci preexistente sau prin transportul și acumularea unui material bauxitic într-o arie depresionară.

Asociate depozitelor sedimentare, bauxitele se acumulează în natură sub formă de corpuri tabulare, lenticulare, stratiforme sau, adesea, neregulate, ca pungi, mase informe sau „cuverturi". Grosimea lor ajunge pînă la 60 m și se extind — discontinuu — pe suprafețe de ordinul km².

Relațiile bauxitelor cu rocile gazdă sînt foarte complexe și, de aceea, au fost de multe ori obiectul unor controverse. O încercare de a desprinde din analiza coloanelor litologice cu bauxite cazurile cele mai frecvente conduce la trei tipuri litologice :

1. Corpuri de bauxită intim legate de rocile subiacente față de care prezintă tranziții mineralogice, structurale și texturale. În raport cu rocile din culcuș — de natură alumosilicatată, granite, bazalte, sienite, gnaise, arcoze etc. — bauxitele îmbracă aspectul unei cuverturi în care spre nivele inferioare se găsesc relicte din substrat. Conținutul în Al al bauxitelor scade treptat cu adîncimea, iar conținutul de Si crește în acest sens ; zonalitatea verticală tinde să constituie o regulă și este subliniată de individualizarea unor nivele caolinitice. Fracțiunea grea din rocile alitice și particularitățile geochimice ale acestora se regăsesc în rocile subiacente. Această „situație geologică"

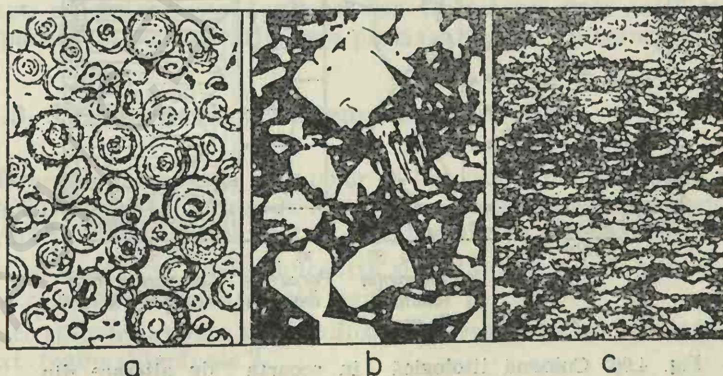


Fig. 4.95. Tipuri structurale de bauxite : a) ooidice, b) brecioase, c) stratificate.

corespunde *bauxitelor lateritice* care s-au format prin alitizarea scoarţelor de alterare dezvoltate pe roci aluminosilicatate; din acest punct de vedere astfel de bauxite sînt considerate laterite fosile şi-şi găsesc un echivalent clasic în platoul Deccan, India. Aici bauxitele sînt asociate cu bazalte tholeiitice şi se întîlnesc în cadrul unor platouri cu înclinări foarte mici ce au constituit peneplene joase. Tranziţia de la bazalte la bauxite se face prin intermediul zonei *saprolitice* de pînă la 1 m grosime şi caracterizată prin texturi relicte (prezenţa fragmentelor de bazalte alterate). Porozitatea este aici ridicată, iar compoziţia ferilitică sau alitică; neoformaţiile minerale specifice acestui nivel sînt: caolinit, goethit ± gibbsit. Din punct de vedere chimic se constată o îmbogăţire în siliciu (fig. 4.96).

Zona alitică ajunge la grosimi de 3—4 m şi este conturată precis prin textură, mineralogie şi chimism (îmbogăţire în aluminiu şi titan). Texturile sînt spongioase, veziculare sau colomorfe şi, uneori, în faciesurile laterale, pisolitice. Mineralogia zonei este marcată de prezenţa gibbsitului şi subordonat a boehmitului.

Bauxitele suportă aproape pe întregul podiş — cu excepţia sectoarelor marginale sau în dreptul văilor — o zonă lateritică (zona „pătată") cu o grosime de pînă la 1 m. Textura sa este veziculară şi, ocazional, pisolitică. Compoziţia rocilor trece de la un caracter ferilitic la unul ferisialitic (caolinit + gibbsit + goethit) spre partea superioară a profilului. Chimismul reflectă, de asemenea, îmbogăţirea în fier. Zona feruginoasă nu este întîlnită pretutindeni; în cadrul ei goethitul este înlocuit cu hematit concrescut uneori cu minerale de aluminiu.

2. Corpuri de bauxită sub formă de pungi sau lentile localizate în „goluri" care reflectă morfologia unui paleocarst şi nu prezintă continuitate cu formaţiunea subiacentă (de cele mai multe ori de natură carbonatică — calcare sau dolomite). Limitele sînt nete, iar compoziţia mineralogică şi chimică a bauxitelor n uare nici un corespondent în calcare. În compoziţia petrografică a lor intră, adesea, şi claste bauxitice care ilustrează o remaniere a unor depozite

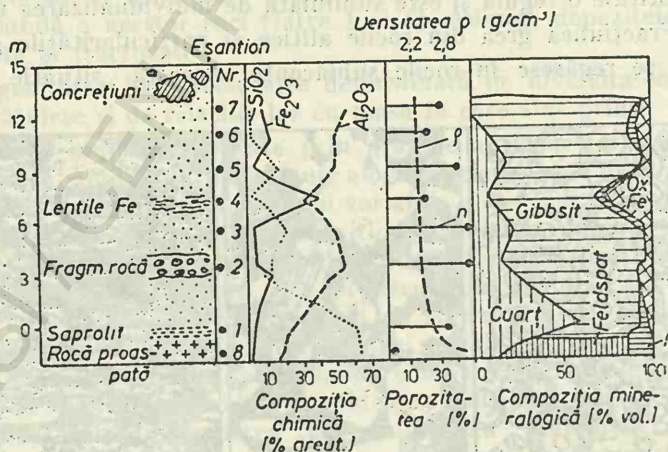


Fig. 4.96. Coloană litologică în scoarţa de alterare din Pod-Deccan, India, cu individualizarea bauxitelor lateritice şi a curbelor de variaţie a principalilor compuşi chimici şi mineralogici [7].

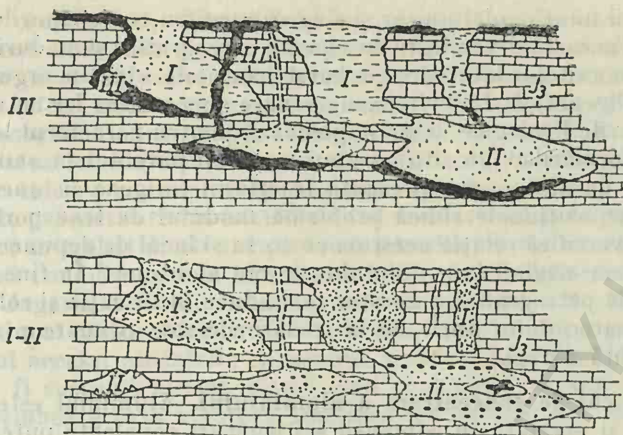


Fig. 4.97. Karst-bauxite lenticulare asociate unor calcare din Mţii Pădurea Craiului [după Daltres].

alitice preexistente. Astfel de situaţii sînt foarte frecvente în natură şi au impus, în ultimul timp, separarea categoriei de *karst-bauxite*; ele sînt depozite paraautohtone şi/sau alohtone. Un exemplu poate fi dat prin bauxitele din Munţii Apuseni (Munţii Pădurea Craiului) (fig. 4.97).

În Munţii Pădurea Craiului depozite alitice apar ca lentile de dimensiuni variabile (metrice) cantonate în depresiuni carstice din calcarele de vîrstă Jurasic superior şi acoperite fie de calcare din Cretacic inferior, fie de un lehm bauxitifer cuaternar. Rocile de culoare roşie, brună şi, mai rar, verde, cenuşie sau albă iau contact direct cu calcarele. Texturile sînt granulare şi frecvent pisolitic-ovoidale. Componenţii mineralogici reflectă caracterul alitic şi ferilitic: frecvent diaspor şi, rar, gibbsit sau boehmit; mineralelor de aluminiu li se adaugă minerale de fier şi titan: magnetit, hematit, limonit, pirit, clorit, anataz, rutil, ilmenit. Ooidele sînt alcătuite din alternanţe de diaspor şi hematit sau clorit. Chimismul bauxitelor este dominat de prezenţa Al_2O_3 — 50—60%, Fe_2O_3 — 20—30%, TiO_2 — 3—3,5%, V_2O_5 — 0,2—0,8%.

3. Corpuri tabulare, stratificate, de bauxită, intercalate în formaţiuni detritice; sînt rare şi au, evident, un caracter alohton; materialul alitic este contaminat cu granoclaste terigene, iar fracţiunea grea (aici remaniată) prezintă parametri morfometrici care pledează pentru un transport prelungit.

4.8.3. Petrogeneză şi sisteme depoziţionale

Indiferent de morfologia corpurilor de bauxită şi relaţiile lor cu formaţiunile subiacente orice încercare de formulare a unei ipoteze petrogenetice trebuie să aibă în vedere cel puţin trei întrebări:

1. În ce situaţii se poate concentra simultan Al, Fe, Ti pentru a genera edificii petrografice cu compoziţia bauxitelor?

2. Care trebuie şi poate fi semnificaţia petrogenetică a ocurenţelor alitice în context regional-tectonic?

3. Cum trebuie înţeleasă, deci explicată, diversitatea textural-structurală a rocilor alitice ţinînd cont de multitudinea de „opţiuni genetice" pe care acestea le oferă?

Elaborării unui model unitar și singular pentru toate tipurile de alite i se opune tocmai această diversitate de aspecte petrografice și moduri de ocurență. Coexistența bauxitelor lateritice cu karst-bauxitele sînt un argument pentru natura lor poligenetică. Lateritele cuaternare și corelarea lor cu solurile terra-rossa, trăsăturile litologice descrise pledează pentru caracterul lor rezidual și deci, a transformărilor „in situ" a unui material parental în anumite condiții climatice. Pe de altă parte, prezența fracțiunii terigene în unele bauxite, a structurilor depoziționale ridică problema modului de transport al materialului alitic, diversifică relația acestuia cu sursa și locul de depunere și deschide, astfel, problema originii lor — autohtone sau alohtone ? În fine, diversitatea compozițională petrografică a acestor roci aduce în discuție și rolul diagenezei în evoluția materialului alitic de la trăsăturile sale primare pînă la cele pe care le prezintă astăzi.

Surse și căi de concentrare a aluminiului. Aluminiul este un element chimic stabil și prezintă în compușii săi legături covalente puternice. Antrenarea lui în soluție este posibilă la *p*H-uri fie mai mici de 4 (mediu acid), fie mai mari de 9. În soluțiile naturale Al se concentrează sub formă de coloizi cu sarcini pozitive și poate atinge 2 000 ppm în soluțiile interstițiale din soluri 0,01 ppm în apele curgătoare și 0,001 ppm în apele marine. El intră în soluție prin dizolvarea silicaților (tectosilicați și filosilicați) sau prin aport hidrotermal. Separarea sa urmează legi chimice și are loc sub formă de geluri atunci cînd mediul este neutru sau slab acid ($pH > 4$) și, respectiv, slab reducător ($pH < 9$).

Plecînd de la aceste considerente chimice și beneficiind în acest se ns și de date experimentale, cercetătorii Arhanghelski și Gorețki au elaborat — printr-o foarte largă generalizare — ipoteza originii chimice a bauxitelo conform căreia acestea ar fi rezultat prin precipitare în diferite medii (lacustr sau marine); de asemenea, Daubree (1869) și Zelenov (1972) susțin ipoteza hidrotermală, prin care originea Al din unele depozite localizate în vecinătatea zonelor cu manifestări vulcanice ar fi legată de soluții juvenile (hidrotermale).

Grație stabilității sale chimice în raport cu celelalte elemente (Si, Fe, Mn, K), Al se poate concentra, relativ, în timpul procesului de hidroliză (alterare) a aluminosilicaților cînd elementele ușor solubile sînt îndepărtate, iar proporția sa în mineralele de neoformație crește (de exemplu, în trecerea de la feldspat la caolinit). În mediul oxidant impus de apele de precipitație se creează condiții de îndepărtare a siliciului ; depozitele alitice formate vor fi deficitare în acest element ; prin opoziție, dacă mediul este reducător, rocile vor fi mai bogate în siliciu. Acest context își găsește un corespondent mai larg acceptat în ipotezele care susțin acumularea treptată a compușilor de aluminiu prin procese reziduale în cadrul unor scoarțe de alterare (ipoteza lateritogenă, Lacroix 1913, Valeton 1972 ; ipoteza terra-rossa, Dolfuss 1904).

Materialul parental. În cazul bauxitelor lateritice rocile preexistente care suferă procesul de alitizare sînt reprezentate prin formațiuni magmatice (granite, granodiorite, sienite, sienite foidice, riolite, dacite, bazalte), metamorfice (gnaise) și sedimentare (arcoze, argile, marne și calcare). Scoarțele de alterare care prefigurează viitoarele acumulări de bauxită au un caracter lateritic și sînt bogate în hidroxizi de fier și minerale argiloase ; atunci cînd ele evoluează pe calcare, prin dizolvarea $CaCO_3$ și concentrarea reziduului argilos, se formează soluri terra-rossa, care pot sta și ele la baza formării bauxitelor lateritice.

Pentru formarea karst-bauxitelor se acceptă transformarea unui material preexistent acumulat pe un paleorelief modelat pe calcare și dolomite (doline, uvale, avene) și reprezentat prin argile remaniate, laterite remaniate, lehmuri bauxitifere, detritus marnos sau nisipuri feldspatice, cenuși vulcanice (*ipoteza vulcanogenă* Gedeon 1952, Kalugin 1965, Papiu 1967).

Posibilitatea formării karst-bauxitelor prin solubilizarea și alterarea directă a unor calcare cu impurități argiloase este o ipoteză puțin probabilă ținînd cont de procentul redus în Al-Fe-Ti al acestor roci și de cantitatea mare de $CaCO_3$ care ar trebui dizolvată pentru a permite concentrarea unui reziduu argilos care să conducă apoi la bauxite. Studiile și calculele efectuate (pentru situații din Ungaria, Franța, Jamaica) au estimat între 150—9 000 m grosimea stivei de roci carbonatice care trebuie dizolvată pentru a permite obținerea reziduului necesar alitizării ; caracterul rezidual lateritic al karst-bauxitelor ar putea fi susținut numai atunci cînd conținutul chimic (elemente minore) și fracțiunea grea a acestora sînt identice cu cele din calcarele subiacente.

Paleomediu. Procesul de alitizare, indiferent de produsul final pe care-l determină — bauxite lateritice sau karst-bauxite —, este controlat de aceleași condiții climatice. Astăzi el este influențat de variațiile de temperatură și precipitațiile care se manifestă între paralela de 30° latitudine nordică și sudică și corespund zonei tropicale umede. Parametrii climatici sînt : temperatura medie anuală = 26°C, totalizînd 10 000°C într-un an, numărul lunilor ploioase/an = 10—11, temperatura solului la suprafață, în sezon uscat = 35—40°C, în sezon umed = 20—30°C, precipitațiile anuale = 1 200—1 500 mm, insolația = 160—180 kcal/cm^2 (climat musonic).

Condiționată strîns de existența unui astfel de climat, formarea bauxitelor în trecutul Pămîntului capătă o semnificație aparte. În ultimul timp, ocurențele de bauxite din Paleozoic, Mezozoic și chiar Neozoic, cu distribuție geografică foarte diferită, sînt utilizate la reconstituirea deplasării plăcilor crustale pe care ele s-au format în momentele respective și la fixarea paleolatitudinilor corespunzătoare.

Ideea formării bauxitelor în domeniul continental este unanim acceptată. Pentru formarea bauxitelor lateritice a fost necesar un relief cu o energie redusă — tip peneplenă — care să fi permis stagnarea apelor de precipitație și drenajul lor lateral. Karst-bauxitele s-au format pe un relief variat, fie cu platouri carstice înalte și/sau izolat de marile înălțimi care ar fi putut servi drept sursă de material terigen, fie pe platforme carbonatice cu pantă foarte lină spre mare. Funcția carstului pentru geneza alitelor apare astfel complexă, întrucît : el reprezintă „capcane" în care este colectat „materialul parental" ; asigură un bun drenaj (vertical) al apelor ; favorizează, prin dizlocarea parțială a $CaCO_3$, realizarea unui mediu alcalin necesar alitizării și protejează „materialul parental" acumulat și alitizat de eroziune.

Drenajul foarte bun al materialului parental de către ape este o altă condiție necesară în procesul de alitizare ; el asigură hidroliza alumosilicaților și îndepărtarea prin solubilizare a K, Na, Ca, Mg și, desigur, a Si (în prezența lui mineralele argiloase rămîn stabile).

În acest context — climă, relief, apă — existența unei cuverturi vegetale stimulează prin acțiunea chimică asupra substratului procesul de alitizare — biostaza — după Erhart (1956).

Transport și zone de acumulare. Exceptînd bauxitele lateritice care s-au format prin procese reziduale „in situ" (de aceea autohtone) și care se consideră

un eluviu fosil, karst-bauxitele și bauxitele clastice sedimentate (de tipul „Tichvin") implică deplasarea materialului de origine. Din acest punct de vedere karst-bauxitele se consideră *paraulohtone* (cînd deplasarea acestuia s-a făcut pe distanțe de sub 1—2 km) și, uneori, *alohtone* (cînd deplasarea materialului s-a făcut din afara regiunii carstice, de la distanțe mai mari de 2 km și cel mult de 30—40 km). Între cele două categorii nu se poate pune o limită distinctă, caracterul respectiv fiind apreciat după o reconstituire completă a tuturor factorilor de mediu. Desigur, bauxitele sedimentate, clastice stratificate, impurificate cu material terigen și intercalate în formațiuni detritogene au un caracter alohton.

Faptul că bauxitele din provincia mediteraneeană conțin în baza seriilor transgresive intercalații de apă dulce, iar alteori, la partea lor superioară, intercalații de origine salmastră-lagunară a permis exprimarea ipotezei acumulării lor în zone carstice care au devenit, la un moment dat, submerse și au permis instalarea unui „facies" lacustru (Tunisia și Provence, Franța), salmastru (Grecia, Elveția) sau chiar paludal (Kazahstan) ; bauxitele din Ural și Siberia se consideră chiar marine, de apă puțin adîncă.

Foarte multe bauxite s-au format, însă, în mediu continental și au evoluat în momente de exondare a regiunilor respective în perioade de timp care oscilează între 1 și 5 mil. ani (corespunzător „hiatusului" cronostratigrafic dintre formațiunile din „culcuș" și cele din „coperiș". Transgresiunea puternică a mării peste zonele cu bauxite și reluarea procesului de sedimentare carbonatică, argiloasă sau terigenă oprește și inhibă evoluția procesului de alitizare.

Efectele diagenezei. Diversitatea texturală și structurală a bauxitelor precum și complexitatea lor mineralogică este în foarte multe cazuri (în cele vechi și cele recente, în cele lateritice și cele carstice) expresia proceselor mesogenetice și telogenetice. Intensitatea proceselor și varietatea produselor diagenetice sînt dependente de timp, de natura petrografică a materialului parental, de porozitate și frecvența căilor de acces a apei (fisuri) ; modificările secundare au un caracter antagonic și constau în descompuneri și resintetizări, migrări și concentrări de elemente.

Zonalitatea unor corpuri de bauxită se datorește fenomenelor de diferențiere (segregație diagenetică însoțită de remobilizări ale coloizilor) ; alternanțele de zone alitice și sialitice pot reflecta și transformări secundare datorate unor îmbogățiri (contaminări) ulterioare în silice. Fenomene de aceeași natură pot provoca gruparea hidroxizilor de fier în cruste — *fericret* — și forme concreționare pisoidice.

Ooidele, pisoidele și peloidele alitice sau ferilitice sînt din ce în ce mai des interpretate ca produse secundare, diagenetice, rezultate tot prin procese de diferențiere centrifugă sau centripetă a aluminiului și fierului ; adesea morfologia lor sferică sau elipsoidală exprimă izotropia sau anizotropia mediului în care au operat astfel de procese.

Resintetizarea mineralelor argiloase poate avea loc în condițiile unei levigări slabe și afectează zonele din bauxite cu o porozitate mai slabă și lipsite de drenaj.

În rocile cu un bun drenaj se realizează : trecerea mineralelor argiloase tristratificate în minerale bistratificate ; desilicifierea canditelor cu neoformații de gibbsit ; recristalizări și deshidratări simultane de tipul :

gibbsit → boehmit → diaspor

goethit → hematit.

În timpul telogenezei, în zonele superioare ale scoarțelor alitice se produc resilicifieri (depuneri de caolinit pe fisuri), deferitizări, sideritizări și piritizări (în mediile reducătoare acide Fe^{3+} se dizolvă și Fe^{2+} este depus sub formă de siderit și pirit), sulfatizări (în mediu oxidant se poate forma gips, alunit, zeoliți).

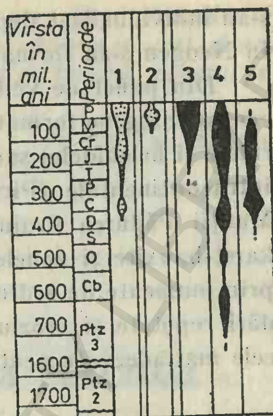


Fig. 4.98. Principalele perioade geologice de formare a bauxitelor lateritice (3), a karst-bauxitelor (4) și a bauxitelor sedimentate-Tihvin (5) comparativ cu depozitele reziduale de fier lateritic (1) și mangan lateritic (2) [7].

4.8.4. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Rocile alitice s-au format în toate perioadele din evoluția scoarței terestre, dar condițiile cele mai favorabile apariției lor s-au manifestat în Devonian-Carbonifer, Cretacic superior și Miocen-Pliocen, corespunzînd unor momente de calm tectonic (de regulă, preorogene) (fig. 4.98).

Cadrul regional, cronostratigrafic și tectonic este diferit pentru bauxitele lateritice față de karst-bauxite.

Bauxitele lateritice au o mare dezvoltare (aproximativ 90%) în zonele cratonice stabile — Pod. Deccan, India, Scutul Brazilian, Africa centrală, paraplatforma Chinei de nord — și sînt rare în centurile orogenice de tip Andin (Chile) sau „arc insular" (Malaysia, Noua Zeelandă).

Poziția lor stratigrafică — în Devonian, Triasic, Paleocen și Oligocen — marchează tot atîtea momente de exondare și de formare în regiunile respective a unor puternice scoarțe de alterare. În Cuaternar, astfel de fenomene au fost active în Guineea și Camerun (Africa), Panama și Costa Rica (America Centrală), insulele Hawaii și Fiji (Oceanul Pacific).

Karst-bauxitele — cele mai răspîndite și mai productive tipuri de alite — se înscriu într-un areal geografic variat, în special în zone orogene (aproximativ 90% din zăcămintele asociate acestui tip provin din astfel de regiuni). Bardossy (1982) a conturat pe aceste criterii 7 provincii care acoperă, practic, toate regiunile cu bauxite asociate rocilor carbonatice (calcare și dolomite) sau formațiunilor argilo-carbonatice (± cărbuni):

I. Provincia Mediteraneeană (karst-bauxitele din Franța, Austria, Ungaria, România, Crimeea);

II. Provincia Irano-Himalayană (Iran, Afganistan, Pakistan, Kașmir);

III. Provincia Pacifică (Filipine, Guineea, Noua Caledonie);

IV. Provincia Est-Asiatică (Coreea, China, Vietnam);

V. Provincia Uralo-Siberiană;

VI. Provincia Caraibeană (Costa Rica, Jamaica);

VII. Provincia Nord-Americană.

În cadrul acestor provincii, karst-bauxitele au vîrste foarte diferite. Acumularea lor a avut loc în Devonian (Timan-Ural) și Carbonifer inferior (Missouri, S.U.A.), Permian (Vietnam și Kampuchia), Triasic (Asia Centrală); începînd cu sfîrșitul Jurasicului, în Cretacic și apoi în Paleocen și Eocen

s-au individualizat depozitele de bauxite din zona Tethys, Iran și Himalaya ; în Neogen s-au format zăcămintele din Arhipelagul Caraibe.

Din punct de vedere tecto-structural karst-bauxitele se suprapun peste centuri orogene formate în zone de margine continentală (așa cum sînt dinaridele și helenidele) sau de arc insular (Caraibe), dar se pot găsi și în orogene intracontinentale (Pirinei) sau în „masive mediane" (Bazinul Panonic și Munții Pădurea Craiului). În general poate fi sesizată conexiunea dintre karst-bauxite și zonele foarte complicate geologic și tectonic, caracterizate prin momente de sedimentare carbonatică întreruptă, prin coliziuni, de exondări repetate și eroziuni neglijabile ; structurile de tip alpin se dovedesc cele mai adecvate pentru crearea unui context favorabil apariției bauxitelor.

...„*Munții s-au făcut cînd Norii, dorind să fie călători și ușori, și-au lepădat subt ei, în vînt, povara pe pămînt.*“

LUCIAN BLAGA

5. SEDIMENTOGENEZA ȘI TECTONICA PLĂCILOR

5.1. PRINCIPII ȘI CONCEPTE

În ciuda semnificațiilor complexe și profunde pe care le poate oferi o succesiune de termeni petrografici dintr-o anumită regiune, foarte multă vreme rocile sedimentare au fost „citite și interpretate“ ca entități izolate. În regiunile orogene clasice — Alpi, Carpați, Apalași — prin termenii „fliș“ și „molasă“ s-au pus în circulație categorii petrografice care se referă, de fapt, la trăsăturile unei „asociații de roci“ și care au căpătat în decursul timpului multiple semnificații faciale (litofacies, tectofacies etc). Confruntările geologilor cu depozitele sedimentare din zonele de platformă și succesele lor în investigarea sedimentelor actuale din mări și oceane au prefigurat pentru succesiunile de roci ale acestor zone noi semnificații. Încercările de a stabili „modele sedimentologice generalizate“ pentru toate domeniile de acumulare a sedimentelor și de a le folosi apoi în corelări stratigrafice, în reconstituiri de paleosurse, dar în special, în prospectarea zăcămintelor de cărbuni, petrol, gaze sau a concentrațiilor de substanțe minerale utile — au devenit de mult preocupări curente.

Evoluția în timp și spațiu a proceselor de sedimentare a condus la acumularea unor depozite cu particularități litologice și structurale determinate atît de „mediul de depunere“ cît și de poziția tecto-structurală a acestuia.

Atîta timp cît mediul de depunere și cadrul său tectostructural nu-și modifică calitățile fundamentale tipurile de roci sedimentare care se formează într-un același areal se succed după reguli bine determinate ; fiecărei unități de timp geologic îi va corespunde un tip litologic care va purta amprenta acțiunii simultane a cauzelor generatoare.

Toate depozitele care se acumulează succesiv într-un anumit bazin de sedimentare, într-o anumită etapă a evoluției sale, vor constitui o *asociație naturală de roci* (asociație litologică) ; trăsăturile petrografice și structurale ale acesteia vor reflecta întotdeauna suma factorilor care au generat sedimentarea. Procesele sedimentare — în general — vor determina pentru fiecare unitate tectostructurală a scoarței terestre, asociații litologice specifice. Sesizată la început ca o componentă geologică cu semnificații tectostructurale

majore; asociația naturală de roci a căpătat, în ultimul timp, noi valențe. Astăzi, ea nu mai exprimă doar informații asupra naturii fundamentului și dinamicii bazinului în care s-a format — de ex. : sialic/simatic, stabil/mobil etc. — ci se consideră a purta și însemnele „evenimentelor geologice" care au condus la colmatarea bazinului de sedimentare. Din acest punct de vedere, evenimentele geologice care conduc la acumularea succesiunilor sedimentare, deci la individualizarea de asociații litologice, se consideră de trei feluri (Reading, 1978) : normale, accidentale și excepționale.

Sedimentarea se consideră *normală* cînd acumularea depozitelor are loc neîntrerupt, iar natura lor este determinată de variații periodice ale factorilor de mediu.

În depozitele actuale, o asociație de sedimente turbiditice care repauzează peste sedimente pelagice, fin stratificate, exemplifică clar relația dintre periodite și produsele unei acumulări *accidentale*, instantanee. Asociațiile de tipul tempestitelor se caracterizează prin structuri erozionale și depoziționale specifice, prin redistribuirea materialului organic și anorganic în strat și prin modificarea situației ecologice pentru organismele bentonice (fig. 5.1).

Evenimentele *excepționale* duc la apariția unui depozit unic, care nu se repetă în cadrul asociației.

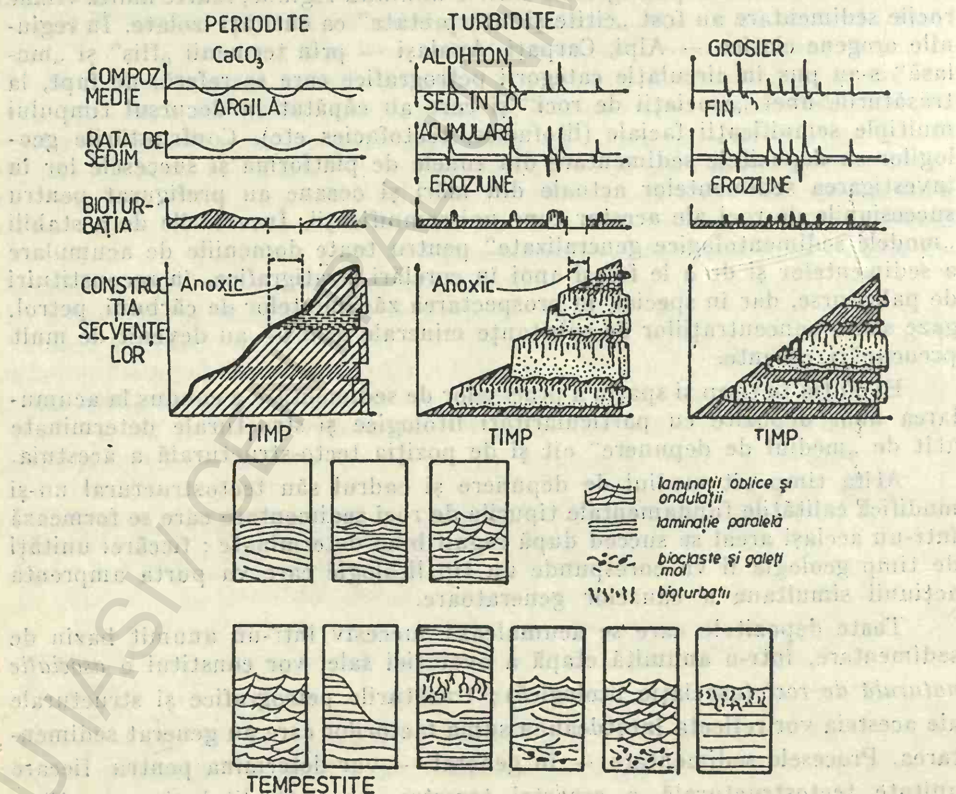
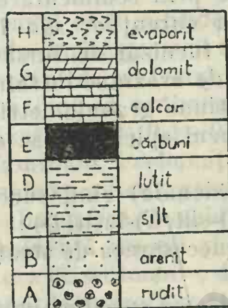


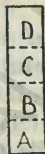
Fig. 5.1. Caracterele sedimentologice ale perioditelor, turbiditelor și tempestitelor.

5.2. ANALIZA SECVENŢIALĂ

Modul de succedare a termenilor litologici în cadrul unei asociaţii litologice şi observarea atentă a ei a impus dezvoltarea analizei secvenţiale ca o metodă eficientă de investigare a depozitelor sedimentare. Asociaţiile naturale de roci sînt constituite din *secvenţe litologice*, adică din termeni petrografici care se suprapun în continuitate de sedimentare. Ele cuprind simultan atît microsecvenţe sesizabile prin alternanţa unor lamine de constituţie diferită (de ex. varvele), cît şi mega- sau magnasecvenţe — succesiuni de strate cu grosimi mari sesizabile la scara unui afloriment sau a unui areal larg din cadrul zonelor cu ocurenţe sedimentare.

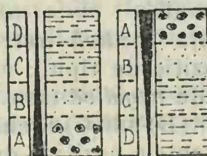
Alternanţa sistematică şi ordonată a termenilor litologici din constituţia unei secvenţe sau asociaţii litologice a făcut necesară introducerea şi utilizarea termenilor *ritm* şi *ciclu* sedimentar. Perioditele în care „leit-motivul" poate fi argilă(A)—, marnă(B) sau rudit(A)-arenit(B)-silt(C) sau calcar(A)-marnă(B)-argilă(C) au o stratificaţie ciclică şi se confundă cu un ritm. Modelul de succesiune a termenilor petrografici : AB, AB, AB, sau ABC, ABC, ABC... constituie, în concepţia lui Duff et al (1967), cicluri *asimetrice*, iar cel de tipul ABCBA — cicluri *simetrice* (fig. 5.2).

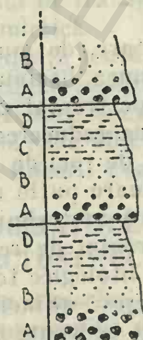


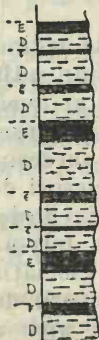












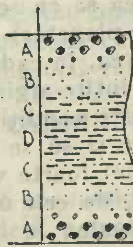


Fig. 5.2. Tipuri fundamentale de secvenţe şi cicluri sedimentare [11].

În cazul în care succesiunea termenilor într-o secvență litologică urmează o ordine ideală — de exemplu : *A*.rudit(conglomerat)-*B*.arenit(gresie)-*C*. silt(siltit)-*D*.lutit(argilă)-*E*.cărbune-*F*.calcar-*G*.dolomit-*H*.evaporit — secvența litologică are un caracter virtual și se identifică cu *seria* sedimentară (Lombard, 1958).

În natură seriile sedimentare în acest înțeles sînt rare și realizarea lor reflectă o evoluție îndelungată a bazinului cu modificarea progresivă a parametrilor care au controlat sedimentarea. O succesiune a numai cîțiva termeni din serie, de ex. ABCD sau BCDE etc., constituie o *secvență virtuală locală* definind cazul concret al unei succesiuni de termeni petrografici dintr-un anumit loc.

D. Jipa (1970) clasifică secvențele litologice din complexele flișoide în :

— secvențe complete (de exemplu ABCDE), care au în constituția lor toți termenii litologici cosanguini dispuși în ordinea lor genetică ; adică seria virtuală locală ;

— secvențe incomplete normale (de exemplu BCDE, CDE sau DE), cărora le lipsesc termeni inferiori, dar cei prezenți sînt în succesiune normală și continuă ;

— secvențe incomplete accidentale, cărora le lipsesc termenii intermediari sau/și mai ales finali. Aceste tipuri de secvențe oferă informații genetice imediate. Secvențele normale devin incomplete (în cazul transportului prin curenți) datorită epuizării fracțiunilor grosiere prin sedimentare fracționată cu caracter distal, a incompetenței inițiale a curenților sau în condițiile absenței fracțiunilor respective din materialul furnizat de sursă ; secvențele accidentale sînt marcate mai ales de procese de eroziune intraformațională.

După sensul în care se trece de la o fracțiune granulometrică la alta în cadrul unei secvențe locale alcătuită din termeni epiclastici se disting două tipuri structurale :

a) secvența *pozitivă* (retrogradă sau recesională) cînd succesiunea cuprinde o tranziție de tipul : rudit(*A*)-arenit(*B*)-silt(*C*)-lutit(*D*) ;

b) secvența *negativă* (sau progradă) cînd succesiunea de strate este alcătuită din lutit(*D*)-silt(*C*)-arenit(*B*)-rudit(*A*).

Megasecvențele pozitive din asociațiile litologice specifice bazinelor de pe marginile continentale sînt generate progresiv de o ridicare a nivelului de bază (transgresiuni marine), iar cele negative se realizează în condițiile coborîrii acestui nivel (regresiuni marine).

5.3. RELAȚIA SUBSIDENȚĂ-ACUMULARE

Grosimile pe care le au formațiunile sedimentare, de multe ori mii de metri, nu s-ar putea realiza dacă în timp adîncimea bazinului ar rămîne neschimbată ; umplerea sa cu sedimente ar avea loc treptat pînă la nivelul de bază (al oceanului planetar). Aceasta ar însemna reducerea progresivă a adîncimii sale și trecerea, în cadrul unei succesiuni de roci de la faciesuri de mare adîncă (de ex. : lutite-argile) la faciesuri de mare puțin adîncă (de ex. conglomerate). În aceste condiții asociația litologică ar trebui să constituie megasecvențe negative și să se realizeze într-un regim de regresiune. Ori, situațiile din natură sînt foarte variate : asociațiile litologice totalizează grosimi foarte mari care, de cele mai multe ori, depășesc adîncimile cele mai mari ale bazinelor actuale ; în cadrul lor apar atît secvențe virtuale cît și secvențe complete sau incomplete, ritmuri simetrice și ritmuri (cicluri) asimetrice. Astfel de succesiuni se pot explica numai dacă se acceptă natura sub-

sidență a unui bazin, se analizează cauzele subsidenței și relațiile sale cu rata de acumulare a sedimentelor.

Indiferent de poziția sa tectonică un bazin de sedimentare poate suferi mișcări de subsidență dacă:

1) se află în zona unor dislocații subcrustale (în manta) care au ca efect compresiuni în crustă și căderi ale acesteia; astfel de situații caracterizează bazinele din lungul zonelor de subducție și din ariile considerate „geosinclinale";

2) este amplasat în părțile centrale ale unor „plăci" afectate de eroziune subcrustală și modificări de fază mineralogică și chimică la limita gabbrou-eclogit (este și cazul unor bazine intracratonice);

3) greutatea sedimentelor în bazin provoacă mișcări de izostazie a crustei frecvent întîlnite la marginea ariilor continentale; au loc, de asemenea, lăsări ale crustei oceanice, adiacente continentului și pe zonele de tranziție.

Pe de altă parte, acumularea sedimentelor este stimulată de o tectonică care activează emergența (ridicarea) ariilor continentale învecinate bazinului și stimulează, prin aceasta, viteza de eroziune; primul efect al unor astfel de mișcări îl constituie scăderea nivelului de bază care, însă, nu reușește să compenseze rata de subsidență a bazinului. Din acest „joc" între tectonică-eroziune-sedimentare se nasc, prin generalizare, patru situații posibile care explică principalele trăsături sedimentologice ale asociațiilor litologice (Friedman, 1978):

1. În cazul cînd subsidența rapidă se corelează cu o rată de acumulare mare stratele capătă grosimi mari, se extind pe suprafețe largi și sînt îngropate repede. Aportul de material este condiționat și de o eroziune rapidă care va alimenta bazinul cu sedimente clastice slab sortate și cu parametrii morfometrici scăzuți ($Ro = 0{,}1 - 0{,}3$; $S = 0{,}1 - 0{,}4$); ele vor fi bogate în minerale instabile (amfiboli, carbonați, de ex.) și metastabile (feldspați). Structurile gravitaționale specifice transportului în masă vor fi frecvente (curgeri mîloase, avalanșe subacvatice, turbidite etc.).

2. Subsidență rapidă și rată de acumulare redusă; bazinul este adînc dar cuvertura de sedimente, de regulă fine și sortate, este subțire; fundamentul este aproape de suprafața sedimentului.

3. Subsidență lentă și rată de acumulare mare: se formează asociații litologice în care se întîlnesc sedimente de „acreție laterală" (depuse prin progradare — înaintare laterală peste sedimente marine). Bazinul se umple repede prin îngemînarea de conuri de dejecție care fac legătura cu aria continentală. Sortarea depozitelor este slabă (ele sînt imature) dar pot prezenta — grație modului de transport prin curenți fluviali — granoclasări; compoziția lor este polimictică.

4. Subsidență lentă și rată de acumulare redusă: această relație caracterizează bazinele cu apă puțin adîncă (de tipul mărilor epeirice) în care sedimentele epiclastice — atunci cînd apar — sînt bine sortate și, de regulă, monominerale; ele sînt succedate sau alternează cu sedimente carbonatice, dolomite și, uneori, evaporite; argilele sînt mai rare.

5.4. ASOCIAȚIILE LITOLOGICE ȘI CADRUL LOR TECTOSTRUCTURAL

A studia o *asociație litologică* înseamnă a examina o „stare de fapt", un rezultat al procesului de sedimentare și deci, a realiza prin intermediul ei, o întoarcere în timp, o reconstituire a cauzelor complexe care au generat-o; se poate încerca prin aceasta și o delimitare a cadrului tectostructural în care

a fost amplasat bazinul „primar“ pentru că asociațiile de roci se diferențiază cel mai mult între ele după natura și poziția tectonică a bazinelor care le găzduiesc. Din acest punct de vedere bazinele de sedimentare au evoluat ca zone considerate stabile (scuturi și platforme, bazine oceanice, bazine marine interne), sau ca zone mobile active din punct de vedere tectonic (geosinclinale, rifturi continentale și oceanice, arcuri insulare, fose, bazine marginale).

Raportate la elemente de dinamică a litosferei — ca o reflectare complexă a stabilității și mobilității ariilor de sedimentare — depozitele exogene din ariile continentale sînt găzduite de zone de platformă (cratoni) și zone de orogen (geosinclinale închise prin orogeneză).

Elaborarea și acceptarea *tectonicii globale* ca o ipoteză modernă de lucru în geologie, ca un corolar al unor foarte diverse investigații, a condus pentru intervalul de timp scurs din Jurasic pînă în prezent (începînd de acum 200 mil. ani) la separarea în cadrul domeniilor continentale și marine a unor diviziuni structurale noi, determinate de relațiile care s-au stabilit în timp între diversele unități majore ale scoarței terestre (acceptate azi) — *plăcile crustale* și *dinamica lor* : esența mișcărilor de expansiune cu formare de rifturi și generare de crustă oceanică și a mișcărilor de subducție cu formare de fose și consum de crustă, a mișcărilor de decroșare la scară crustală în lungul faliilor transformante, a mișcărilor de coliziune între diversele blocuri sialice sau oceanice.

Din acest punct de vedere asociațiile litologice au de foarte multe ori o altă calitate, un alt conținut, iar încercările de corelare între termenii conceptuali sau de impunere generalizată a unuia — și în ultima vreme, desigur, a limbajului tectonicii plăcilor, în detrimentul celuilalt — nu a condus însă la o unanimitate geologică. Pentru acest motiv sistematizarea ca atare a asociațiilor litologice rămîne un punct de vedere viabil, funcțional, care se păstrează ca o bază „cu argumente“ pentru compararea în continuare a categoriilor geosinclinal-fosă, orogen-coliziune, orogen-subducție etc. În ciuda încercărilor de a se impune aceste echivalențe geologii continuă să folosească termenii de *fliș* și *molasă* pentru asociațiile litologice din zonele orogene fără a putea transpune în toate cazurile apartenența lor unui anume tip de bazin din sistematizarea actuală, introdus în literatură prin limbajul tectonicii globale (fig. 5.3).

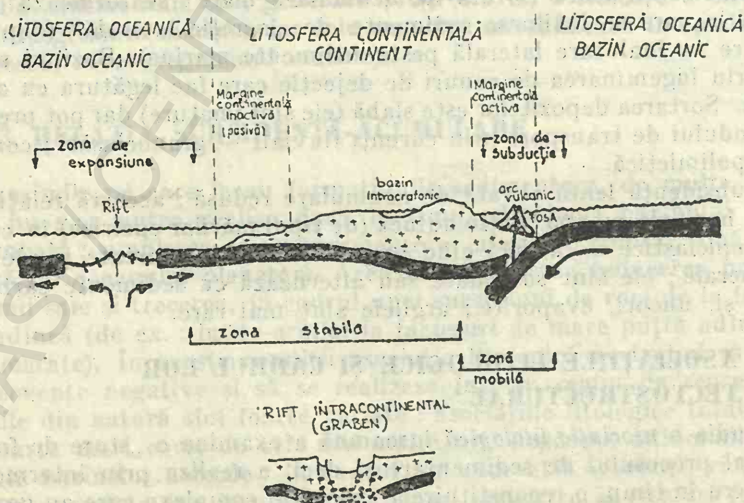


Fig. 5.3. Cadrul tectostructural major al bazinelor de sedimentare.

5.4.1. Asociaţii de roci în zone cu stabilitate tectonică (platforme sau cratoni)

Bazinele de sedimentare localizate pe o crustă sialică beneficiază de stabilitate tectonică, iar natura petrografică şi configuraţia structurală a asociaţiilor litologice născute aici sînt controlate de constituţia ariilor sursă, de raportul subsidenţă-acumulare şi de poziţia lor în cadrul plăcii litosferice.

Asociaţiile de roci din *bazinele intracratonice* reflectă, de obicei, poziţia ariei de sedimentare în raport cu factorii climatici. Astfel, în bazinele situate în zone *aride*, asociaţiile litologice cuprind evaporite, micrite, dolomicrite, biolitite algale sau coraligene, cărora li se pot alătura subgraywacke, siltite şi argile. În zonele cu climat umed, bazinele intracratonice găzduiesc asociaţii formate din argile negre cu sulfuri, argilite şi, uneori, argile bituminoase, calcare negre şi gresii arcoziene. Marea Caspică şi Marea Aral reprezintă, astăzi, asemenea bazine; în trecut o astfel de poziţie au avut-o ariile de sedimentare Michigan şi Illinois din America de Nord, Maranaho din Brazilia, Bazinul Pannonic.

Bazinele epicratonice situate la periferia plăcilor litosferice au o stabilitate mai redusă şi se confundă adesea cu bazinele marginale pasive ; ele au legătură directă cu „oceanul", iar procesele de sedimentare din cadrul lor sînt puternic influenţate de oscilaţiile de nivel ale apelor acestuia. Asociaţiile litologice cuprind, în general, depozite cuarţo-nisipoase, roci carbonatice, glauconito-fosfatice, evaporito-dolomitice şi bauxito-feruginoase (minette). Frecvenţa, grosimea şi succesiunea lor este determinată de factori tectonici : gradul de stabilitate a bazinului şi, respectiv, viteza de deplasare pe verticală a fundamentului său. Pe teritoriul ţării noastre asemenea asociaţii litologice se întîlnesc în Platforma Moldovenească şi în Dobrogea de sud.

În timpurile actuale, Golful Mississippi şi Bazinul Niger suportă o sedimentare tipică bazinelor epicratonice deschise.

5.4.2. Asociaţii de roci în zone cu mobilitate tectonică (zone de orogen)

Bazinele de sedimentare antrenate în mişcări orogenice au avut în decursul timpului geologic configuraţii morfologice şi funcţii sedimentologice diverse. Cele mai multe au fost definite „geosinclinale", iar evoluţia lor în timp a generat zonele de orogen. Astăzi un orogen, alături de scuturi şi platforme, rifturi şi fose, bazine marginale şi arcuri insulare se consideră printre diviziunile structurale majore ale crustei terestre (Bleahu, 1983). Încercările de corelare a teoriei geosinclinalelor cu tectonica globală a condus la separarea a trei tipuri tectostructurale distincte de zone orogene :

— orogen de tip *andin*, născut în zona de coliziune dintre o placă oceanică şi un continent ;

— orogen de tip *arc insular*, format prin coliziunea dintre două plăci oceanice ;

— orogen de tip *himalaian*, generat la coliziunea dintre două continente.

În evoluţia bazinelor de sedimentare cu fundament activ — ensialic sau ensimatic — prin orogeneză au devenit masive cutate şi s-au alipit (s-au au sudat) platformele limitrofe.

Principalele asociații litologice care apar sînt preflișul, flișul și molasa.

Preflișul. Produsele cu care începe sedimentarea într-un bazin în curs de deschidere, instalat adesea pe o crustă oceanică, au un caracter hemipelagic sau corespund unor turbidite depuse din curenți cu densitate scăzută. Asemenea depozite preced în zonele orogene depozitele groase de „fliș" și, de aceea sînt cunoscute ca „prefliș". Au fost identificate două tipuri de asociații litologice care iau naștere în asemenea condiții : asociațiile de roci carbonatice și cele „radiolarit-lutitice".

Asociațiile de roci carbonatice cuprind calcare micritice, micrite cu accidente silicioase și, uneori, dolomite. Subordonat pot să apară argilite și vulcanite bazice.

Asociațiile „radiolarit-lutitice" cuprind, pe lîngă argilite, și silicolite (îndeosebi radiolarite și jaspuri) ; bazaltele, pe care le intercalează sau peste care repauzează, sînt legate de complexele magmatice cunoscute sub denumirea „ofiolite" (și care, în regiunile clasice de ocurență, mai cuprind gabrouri, peridotite, pillow-lave).

În țara noastră, aceste tipuri de asociații sînt reprezentate prin depozite de roci carbonatice de vîrstă triasică și jurasică din Carpații Orientali, în care sînt cuprinse și jaspuri, silicolite organogene, diabaze și prin argilite cu intercalații de roci eruptive bazice și jaspuri cunoscute sub numele „strate de Azuga".

Flișul. Termenul „fliș" a fost utilizat pentru prima oară în Elveția de către Studer (1827) pentru a desemna niște argile terțiare moi, care dau fenomene de alunecare. Conceptul „fliș" — ca asociație litologică sau facies orogenic — a fost introdus de Bertrand (1897) pentru a defini totalitatea depozitelor acumulate în geosinclinale și provenind pe seama cordilierelor în curs de ridicare datorită mișcărilor orogenice. Mai recent Reading (1972) definește „flișul" ca o asociație de roci cu grosimi mari formată dintr-o alternanță de calcarenite, conglomerate și argile, depusă din curenți de turbiditate sau prin transportul în masă în apele adînci ale unui geosinclinal. Un asemenea punct de vedere apropie foarte mult flișul — ca litofacies — de turbiditele actuale (Hsu, 1970). După T. Wilson asociațiile de fliș se acumulează progresiv în fose și bazine remanente (sincron cu mișcările orogenice care urmează subducției, în *stadiul de fliș* din evoluția unui bazin de sedimentare).

Caracterele generale ale asociațiilor de fliș, care se pot recunoaște de la nivel de afloriment, sînt :

— alternanța ritmică a depozitelor psamitice (graywacke, gresii litice) și pelitice (argile, marne, micrite) și prezența neregulată a intercalațiilor psefitice (conglomerate) ;

— prezența structurilor interne de tipul stratificației gradate sau încrucișate și a mecanoglifelor pe suprafețele de strat ;

— compoziția polimictică și gradul slab de sortare a materialului și afinitățile generale ale acestuia cu turbiditele actuale ;

— distribuția uniformă a depozitelor în spațiu (pe suprafețe mari) și în timp (rezultată din grosimea mare a depozitelor) ;

— lipsa unei faune specifice.

Astfel, asociațiile de fliș sînt alcătuite din serii groase de formațiuni sedimentare marine, caracterizate prin alternanța regulată (ritmică) a cel puțin trei unități litologice a căror granulație se micșorează în părțile superioare, indiferent de compoziția lor.

Sursa depozitelor de fliş poate fi extrabazinală — ariile continentale învecinate — sau intrabazinală — cordiliere interne în curs de ridicare sau manifestări vulcanice adiacente.

Acumularea materialului are loc continuu sau intermitent, în diferite momente dintre care unele pot să nu aibă legătură directă cu paroxismul orogenic. Pentru acest motiv există astăzi tendinţa de a se renunţa la semnificaţia de *tectofacies* (preparoxismal sau/şi sinorogenic) pe care a avut-o foarte multă vreme „flişul".

Analiza secvenţelor ritmice de fliş indică adincimi ale bazinului care par să nu fi depăşit 400—1 000 m, iar grosimea mare a depozitelor trebuie corelată cu momentele de subsidenţă care au urmat depunerii lor. Transportul materialului a putut fi efectuat în masă sau s-a realizat prin curenţi unidirecţionali şi curenţi de turbiditate, care şi-au pus amprenta pe trăsăturile petrografice ale depozitelor.

În felul acesta, flişul trebuie considerat ca o formaţiune complexă a cărei origine este controlată de un ansamblu de condiţii de sedimentare, care s-au putut realiza şi în afara perioadelor de orogeneză, dar în mod constant în timp şi spaţiu ; de aceea unele secvenţe au trăsături de „periodite".

Asociaţiile de fliş din ţara noastră în Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni, sînt destul de bine cunoscute din punct de vedere stratigrafic, dar informaţiile de natură petrografică sînt încă reduse.

Molasa. „Molasa", ca şi „flişul", a avut la început o semnificaţie în special tectonică, sugerînd totalitatea depozitelor sedimentare acumulate în momente post-orogene. Astăzi se acceptă că molasa corespunde unor depozite terigene tardeorogene acumulate pe flancurile unui craton, într-un bazin liniar adînc (van Hauten, 1973).

În evoluţia lanţurilor cutate „molasa" nu are o poziţie unică ; ea urmează tuturor fazelor tectogenetice care au drept urmare mişcări morfogenetice, iar volumul depozitelor şi rata acumulării lor depinde de timpul şi perioada cînd (şi cît) s-au manifestat aceste mişcări. După T. Wilson asociaţiile de molasă sînt caracteristice stadiului geosinclinal tîrziu (= *stadiul de molasă*) cînd bazinul de sedimentare tinde să se închidă prin coliziune (= *stadiul de coliziune*).

Asociaţiile litologice formate în aceste perioade se caracterizează, în general, printr-o mare varietate petrografică. Caracterul polimictic al depozitelor detritice este evident : galeţii conglomeratelor şi granoclastele din gresii (arcoze) — cele mai frecvente roci ale molasei — aparţin granitelor, şisturilor cristaline şi rocilor sedimentare anterioare momentului acumulării ; gradul de sortare a materialului, de asemenea, slab, sugerează o granoclasare cu secvenţe negative. Structurile ritmice în cadrul unor cicluri complete şi variaţiile laterale de facies se întîlnesc foarte frecvent. În cazul în care aceste asociaţii litologice repauzează peste depozite de fliş ele aparţin unei „molase de periferie" şi se integrează evoluţiei unei fose. Adesea însă, asociaţiile de molasă au în bază formaţiuni cărbunoase şi salifere ceea ce le conferă calitatea de asociaţii continentale.

Sursa materialului pentru astfel de depozite o constituie ariile continentale în curs de ridicare, limitrofe bazinului (în care adesea se instalează ape în facies marin, salmastru sau dulcicol) ; alături de elemente extrabazinale sînt citate şi elemente intrabazinale.

Acumularea materialului are loc cu viteză mare şi în condiţiile unei îngropări rapide. Grosimea depozitelor variază de la 1,5 la 6 km şi se extind în zone cu lăţimi de zeci de km îmbrăcînd forma unor conuri de dejecţie de origine fluvială sau fluvio-deltaică.

În țara noastră, asociațiile „clasice“ de molasă sînt reprezentate prin formațiuni de vîrstă miocenă și pliocenă și sînt constituite din conglomerate, gresii slab cimentate, marne și, uneori, evaporite și cărbuni (Săndulescu 1984). În ultima vreme a fost recunoscut caracterul de „molasă“ al conglomeratelor de Bucegi, de Ciucaș, Ceahlău ; ele sînt de vîrstă cretacică și ar reprezenta molasa unor căutări anterioare acestei perioade.

5.5. ASOCIAȚIILE DE ROCI SEDIMENTARE ȘI TECTONICA PLĂCILOR

În acord cu conceptul tectonicii globale acumularea sedimentelor a avut loc în zone de expansiune, în zone de subducție, în zona faliilor transformante și în zone de coliziune continentală. Asociațiile de roci formate în aceste sectoare crustale se diferențiază între ele prin litofaciesuri și biofaciesuri, prin grosimea formațiunilor și rata de acumulare, prin structurile sedimentare și caracterul secvențelor litologice etc.

5.5.1. Asociațiile de roci din zonele de expansiune

Expansiunea plăcilor crustale generează *rifturile*, care din punct de vedere morfologic corespund unor zone depresionare liniare și înguste delimitate tectonic de sisteme de fracturi paralele ; ele sînt în același timp și locul de formare a unor porțiuni de crustă oceanică în care fluxul termic este foarte ridicat. Prin funcția lor rifturile sînt sectoare crustale mobile și active, adesea însoțite de un vulcanism activ. Bazinele aferente unor astfel de zone sînt amplasate în interiorul „continentelor“, la limita lor sau — în cazul unor rifturi evoluate — pe așa-numitele „margini pasive“ din zona de joncțiune a litosferei continentale cu litosfera oceanică (fig. 5.4).

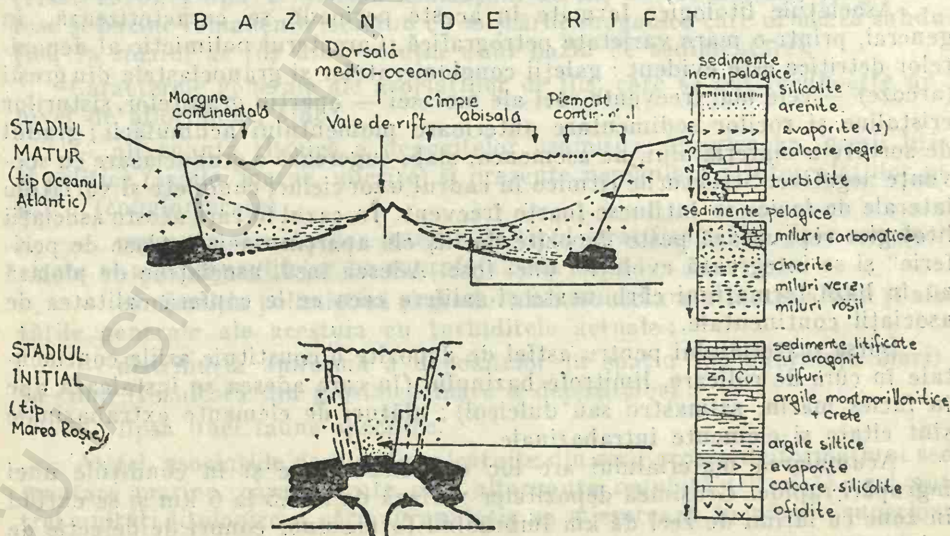


Fig. 5.4. Asociații litologice în bazinele de rift.

Sedimentarea în bazine de rift intracontinentale. Rifturile intracontinentale sau marile grabene terestre reprezintă depresiuni alungite rezultate prin distensii active (expansiune de „întindere" intraplacă — Bleahu, 1983 — cu o rată de 1 mm/an) a unui soclu sialic în care, cu intermitență, s-a putut manifesta și o activitate vulcanică. Exemplele clasice ale unor astfel de bazine sînt : Grabenul Rinului, Lacul Baikal, Valea Iordan și Marea Moartă. Alte zone, bine cunoscute, în care crusta sialică este foarte subțire sau lipsește complet, sînt așa-numitele rifturi oceanice emerse : cel Est-African avînd în lungul său lacurile Malawi, Tanganika, Kivu, Eduard, Rudolf și, respectiv, zona Afar din Cornul Africii.

Asociațiile litologice cuprind întotdeauna secvențe epiclastice cu termeni grosieri, evaporite, intercalații de cinerite și mîluri carbonatice sau silicioase (produse ale unei sedimentări hemipelagice) ; secvențele superioare pot avea caracterul unor turbidite marginale (conturite) depuse din curenți cu densitate scăzută. Grosimea unor astfel de asociații este de ordinul miilor de metri (în fosa Benue din golful Guineea peste 10 km) ; corpurile de epiclastite cu laminații oblice, de tip deltaic sau lacustru, sînt frecvente.

Asociațiile litologice din paleorifturile continentale sînt considerate cele din Africa de Sud, Germania, Marea Nordului, coasta Mării Roșii etc. Ele cuprind :

— epiclastite grosiere de tip fluvial și roci carbonatice (cu care se asociază zăcăminte de aur și uraniu) în Proterozoicul din Africa de Sud ;

— argile negre, argilite și dolomite (cu sulfuri de Cu, Pb, Zn) în Permianul din Zechstein-ul german ; epiclastite, evaporite și „redbeds" alături de roci carbonatice în permotriasicul din Alpii mediteranieni ;

— asociații de conglomerate submarine, gresii deltaice (de Brent) și crete pelagice (de Ekofisk) cu acumulări de hidrocarburi în depozitele mezozoice și terțiare din Marea Nordului ;

— calcarenite și calcilutite, evaporite cu sulfuri de Pb și Zn în Miocenul de pe coasta egipteană și saudită a Mării Roșii.

Un caz particular al bazinelor de rift intracontinental îl reprezintă *aulacogenele* („failed rifts" în engl.) rectilin'i cu depozite nedeformate, perpendiculare pe vechi structuri orogene. Succesiunile de roci sedimentare din cadrul lor cuprind : epiclastite grosiere, medii și fine (conglomerate și gresii) acumulate sub forma unor conuri submarine și treptat înlocuite cu structuri deltaice și fluviale (Burke, 1977), exemplu fosa Benue din Golful Guineea.

Sedimentarea în bazine de rift intercontinental. Bazinele de rift intercontinental sînt caracterizate printr-o expansiune mai accelerată (1 cm/an), fluxul termic este mai ridicat, iar manifestările vulcanice — în foarte diverse forme — sînt mult mai active. Adîncimea bazinelor actuale este mare, ceea ce constituie — în raport cu lărgimea lor — o premisă pentru un regim de sedimentare în condiții de salinitate crescută și ape termale ; morfologia bazinelor este variată și exprimă gradul lor de evoluție. Fundamentul lor este întotdeauna oceanic (alcătuit din complexe ofiolitice cu magmatite și vulcanite bazice și ultrabazice) : bazinele tinere — tip M. Roșie și Golful Californiei — sînt alungite (peste 1 000 km) și adînci și permit acumularea unor sedimente mai groase chiar în „valea de rift" ; bazinele evoluate — cu dorsale medio-oceanice — tip Atlantic sau Pacificul de est — sînt foarte largi, au o morfologie complexă și, de regulă, sînt sărace în sedimente în zona dorsalelor ; grosimea sedimentelor crește progresiv spre marginile continentale.

Asociațiile litologice, departe de a putea fi introduse într-o schemă unitară, sînt dependente de poziția lor în raport cu „valea de rift" (axa de expansiune), de adîncirea, cu timpul, a bazinului, de distanța față de marginile continentale, de variațiile de poziție față de Ecuator, de dinamica apelor etc. Secvențele epiclastice sînt frecvent granoclasate, iar mîlurile pelagice au laminație paralelă și caracter de „periodite" ; turbiditele, la rîndul lor, îmbracă fie faciesuri proximale, fie distale.

Sedimentarea în *paleoriftурile* intercontinentale este astăzi exemplificată prin unele asociații litologice — considerate de „prefliș cu ofiolite", sau „fliș Atlantic" cu epiclastite de apă puțin adîncă — din Appalași (Cambrian-Ordovician) și asociațiile de roci carbonatice și marne din Alpii mediteranieni (Triasic superior-Jurasic inferior). „Periditele" din America de Nord (Mississippi Valley), alcătuite din calcare cu intercalații de baritină, fluorină și sulfuri de Pb și Zn (tip „strata-bound") constituie un alt exemplu. Distincția acestor depozite de ceea ce în mod curent se consideră „asociații de margini pasive" este greu de făcut.

Sedimentarea în marginile continentale pasive. Marginile continentale pasive — de tip Atlantic — coincid cu zonele de trecere de la o crustă continentală la o crustă oceanică nou formată prin expansiunea îndelungată a unui bazin de rift. Bazinele instalate în aceste sectoare sînt caracterizate prin subsidență activă și o rată mare de acumulare a sedimentelor. Consecința o reprezintă grosimea mare a depozitelor (8—18 km în Mezozoicul și Terțiarul din America de Nord).

În apele adînci, faciesurile batiale și abisale sînt dominate de epiclastite și mîluri fine depuse din curenți cu densitate scăzută ; turbiditele acumulate prin transport în masă, cu laminații convolute și structuri de alunecare subacvatică, sînt, de asemenea, frecvente.

În apele de mică adîncime, asociațiile cuprind nisipuri bine sortate, adesea cu minerale grele și, în zonele cu climă caldă, sedimente carbonatice (ooide sau recifi).

Asociațiile litologice din vechile bazine de margine continentală cuprind faciesuri variate :

— de platformă carbonatică, ca cele din miogeanticlinalul Jurasic superior-Eocen dintre Fosa Ioniană și Bazinul Pind ;

— calcare, dolomite și gresii calcaroase cu intercalații de baritină, fluorină și sulfuri de Pb și Zn, ca cele din Triasicul alpin sau Paleozoicul inferior din S.U.A. (tip Mississippi Valey) ;

— de taconite feruginoase, interstratificate cu cuarțite, ca cele din Proterozoicul inferior din Transvaal, Africa de Sud ;

— fosforite asociate cu calcare, argile negre și silicolite, de tipul depozitelor cainozoice de pe Coasta de est a S.U.A. etc.

5.5.2. Asociațiile de roci din zonele de subducție

Evoluția plăcilor crustale prin mișcări convergente, de apropiere, atrage după sine inițierea, la un moment dat, a subducției ceea ce determină o modificare accentuată a morfologiei acestor sectoare crustale : după consumul de crustă au loc dislocații disjunctive puternice și manifestări vulcanice dintre cele mai variate : se nasc insule vulcanice, sectoarele limitrofe subducției sînt caracterizate printr-o puternică seismicitate.

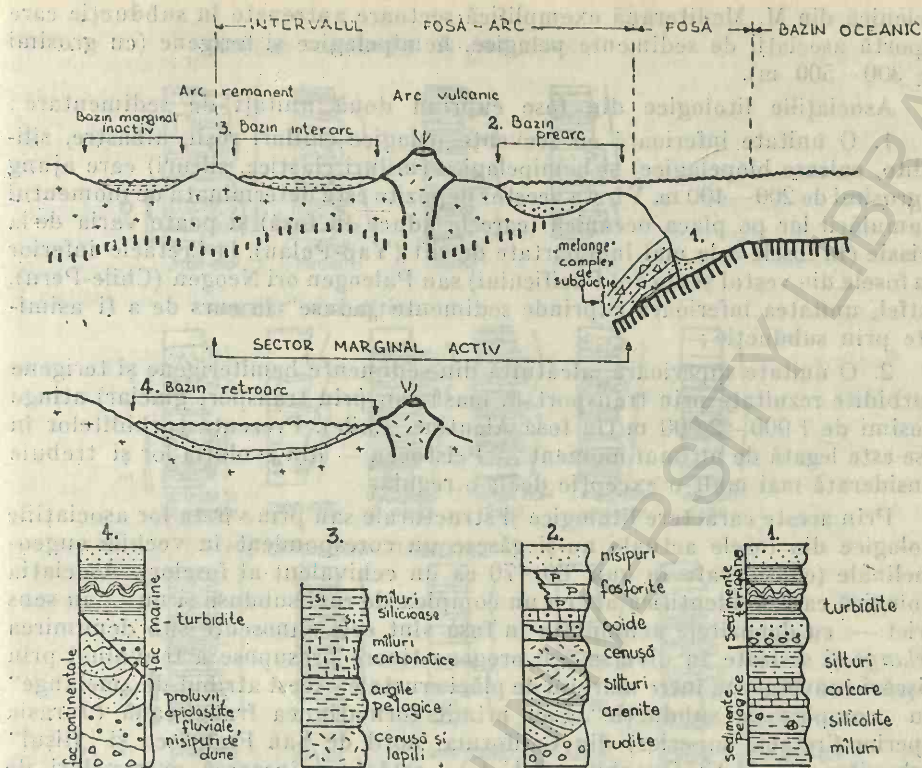


Fig. 5.5. Asociații litologice în intervalul fosă-arc.

Printr-o largă generalizare — într-un domeniu atît de complex din punct de vedere dinamic și structural — bazinele de sedimentare coincid cu *fosele*, intervalul *fosă-arc*, *arcurile insulare* (vulcanice) și sectoarele *retro-arc*; ele se diferențiază sensibil prin adîncime, mobilitate, relația cu vulcanismul și, implicit, prin chimismul apelor, legătura cu ariile continentale etc. Mai mult decît atît procesul de sedimentare este influențat și de natura plăcilor care intră în relații de subducție. Din acest punct de vedere se disting *relații de convergență*:

— între o placă continentală emersă și o placă oceanică (tip Andin) cu formare de arc insular intracontinental și depresiune continentală submontană („bazin retroarc") (fig. 5.5);

— între o placă continentală parțial submersă și o placă oceanică, cu arc vulcanic insular (ex. Arhip. Sumatera-Jawa cu Marea Andaman — bazin retroarc pe fundament sialic);

— între două plăci oceanice, cu sau fără înglobare de mase sialice: cazul Mării Japoniei și, respectiv, al arcurilor Mariane și Aleutine din Oceanul Pacific.

Sedimentarea în fose. Dintre fosele actuale, cu adîncimi mai mari de 5 000—6 000 m și situate în afara arcurilor vulcanice cele din Pacific (Aleutine, Peru-Chile, Mariane-Filipine), cele din Atlantic (Fosa Caraibelor) sau fosa

Helenică din M. Mediterană exemplifică sectoare antrenate în subducție care suportă asociații de sedimente pelagice, hemipelagice și terigene (cu grosimi de 300—500 m).

Asociațiile litologice din fose cuprind două unități de sedimentare:

1. O unitate inferioară cu secvențe pelagice (mîluri roșii, albastre, silicolite, calcare biopelagice) și hemipelagice (mîluri clastice, silturi) care ajung la grosimi de 200—400 m. Vîrsta acestor depozite este determinată de momentul acumulării lor pe placa oceanică (care le aduce în fosă) și poate varia de la Triasic (în fosele cele mai îndepărtate de rift (Yap-Palau), la Cretacic inferior (în fosele din vestul și nordul Pacificului) sau Paleogen ori Neogen (Chile-Peru). Astfel, unitatea inferioară cuprinde sedimente „aduse" în curs de a fi asimilate prin subducție;

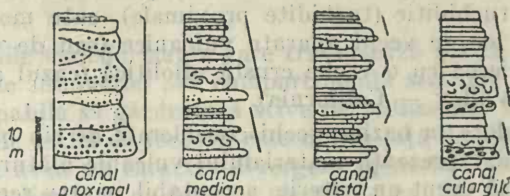
2. O unitate superioară, alcătuită din sedimente hemiterigene și terigene (turbidite rezultate prin transport în masă sau prin transport glaciar) atinge grosimi de 1 000—2 000 m (în fosa Aleutine, Chile). Prezența turbiditelor în fose este legată de ultimul moment — Peistocen — din evoluția lor și trebuie considerată mai mult o excepție decît o regulă.

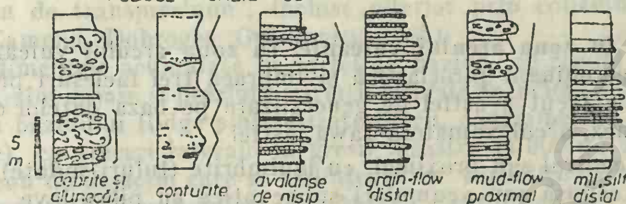
Prin aceste caractere litologice și structurale sau prin vîrsta lor asociațiile litologice din fosele actuale nu-și găsesc un corespondent în vechile eugeosinclinale (considerate în anii '60, '70 ca un echivalent al foselor). Asociația litologică care se identifică azi cu un complex de roci subduse și nu — în sens strict — cu depozitele acumulate în fosă sînt cele cunoscute sub denumirea *melange* și sesizate în diverse arii orogene tinere presupuse a fi evoluat prin mișcări convergente între margini de plăci crustale. Acest atribut de „melange" sau „complex de subducție" l-au primit formațiunea franciscană (Jurasic superior-Cretacic superior) din California, nord de San Francisco și „flișul" carbonifer din M-ții Ovachito (S.U.A.); astăzi se încearcă extrapolări de această esență și cu alte formațiuni de pe glob.

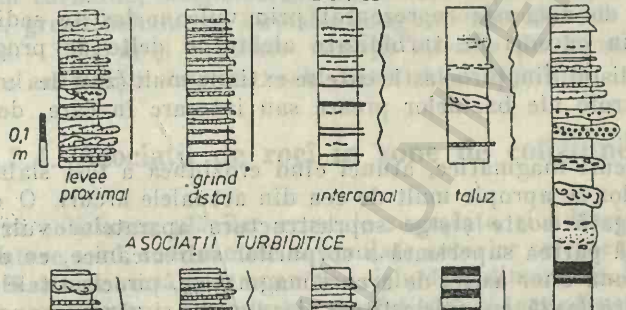
Principalele trăsături sedimentologice ale unui melange sînt date de: caracterul haotic al asociației, alcătuită din fragmente și blocuri sedimentare autohtone (alternanțe de argile și graywacke — „turbidite de fliș") și din elemente exotice (budine de metamorfite — șisturi verzi și amfibolite, magmatite bazice — ofiolite și radiolarite) amestecate tectonic și cuprinse într-o matrice pelitică (de regulă argiloasă cu semne de anchimetamorfism: lawsonit, glaucofan). Complexul are un grad foarte slab de sortare și este prins în planul subducției; are aspect de „wildfliș".

Sedimentarea în intervalul fosă-arc. Intervalul fosă-arc, extins pe 50—250 km lățime, cu o morfologie foarte variată, cuprinde zonele de sedimentare corespunzătoare bazinelor marginale active de tip andin: prearc (sau forearc) între muchia fosei și arcul magmatic; interarc (între arcul vulcanic propriu-zis și arcul remanent (fig. 5.5); fundamentul lor este constituit fie din crustă continentală fie din crustă oceanică. Ambele tipuri de bazine se caracterizează prin sedimente slab tectonizate provenite din două surse: ariile continentale învecinate și arcul vulcanic.

Asociațiile litologice din *bazinele prearc* (exemplul clasic „terasa Aleutinelor" din Oc. Pacific și „creasta" Barbados din fața insulelor Antile) cuprind sedimente terigene detritice (epiclastite grosiere, arenite și silt-uri) și acumulări „eoliene" de cinerite; secvențele terigene se grupează în complexe fluviatil-deltaice, de țărm și în complexe turbiditice (turbidite proximale și fluxoturbidite; conturite); sedimentele marine de mică adîncime (oomicrite,







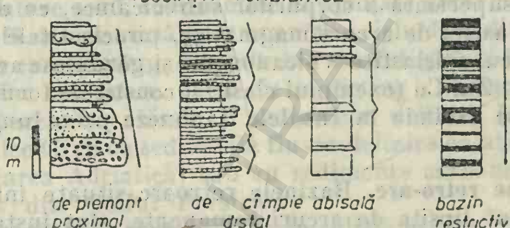


Fig. 5.6. Asociaţii litologice şi structurale în complexele turbiditice.

oosparite, uneori fosforite) prezintă îndinţări laterale de facies cu epiclastitele sau cineritele ; faţă de formaţiunile sincrone din fose prezintă contacte sin-depoziţionale.

Asociaţiile litologice din *bazinele interarc.* În spatele arcurilor intraoceanice pînă în zona arcului magmatic litofaciesul sedimentar se modifică treptat pe măsura evoluţiei bazinului şi a proceselor magmatice aferente. Karig şi Moore (1975) disting patru tipuri de sedimente : cenuşă şi lapili acumulate sub formă de conuri submarine, argile smectice (bogate în montmorillonit) pelagice, sticlă şi vulcanoclaste, mîluri pelagice carbonatice acumulate în părţile distale ale bazinului şi sub nivelul de compensaţie a carbonaţilor ; cînd adîncimea bazinului permite acest lucru se acumulează argile brune şi mîluri silicioase.

Asociațiile litologice din vechile bazine marginale active se pot recunoaște după grosimea mare a depozitelor (pînă la 10—12 km), predominarea secvențelor epiclastice în facies turbiditic (turbidite proximale), cute monoclinale și sinclinale și apropierea lor de vechi aparate vulcanice (sau de vulcanite andezitice) și, uneori, asocierea cu o veche crustă ofiolitică (cazul asociației jurasic-cretacic din Great Valley — California).

Paleodepozitele acumulate în bazine vechi considerate de tip „interarc" sînt greu de reconstituit, dar prezența materialului vulcanic alături de secvențe argiloase se conturează drept un criteriu acceptabil pentru reconstituirea lor (de exemplu depozitele devonian-siluriene din geosinclinalul Tasman — Australia).

Sedimentarea în zona arcului vulcanic. În zona arcului vulcanic sedimentarea este predominant piroclastică și îmbracă trei faciesuri principale. Dickinson (1974) a făcut o astfel de generalizare pe baza datelor din arcul andin, arcul japonez, arcul Sumatera-Jawa, astfel :

— un facies central sau proximal, cu ignimbrite (tufuri sudate), fanglomerate, brecii și cenușă sau acumulări subacvatice cu pilow-lave, brecii și tufuri (alunecate — *piroturbidite*) care suportă microplatforme carbonatice ;

— un facies de dispersie reprezentat prin vulcanoclastite sedimentate „fluviatil" sau din curenți de turbiditate alcătuind delte de progradare ;

— un facies distal, fin, piroclastic care se extinde mult (zeci de km) peste formațiunile limitrofe ale bazinelor prearc sau interarc în care, de regulă, se poate intercala.

În vechile arcuri magmatice, atunci cînd eroziunea a fost slabă succesiunea formațiunilor se apropie mult de cea din actualele arcuri. O eroziune activă și îndelungată poate șterge suprastructura aparatelor vulcanice și scoate la suprafață partea superioară a corpurilor subvulcanice, cu diorite și granodiorite. În zona unor astfel de arcuri magmatice, piroclastitele dacitice și riolitice se intercalează cu epiclastite vulcanogene și găzduiesc acumulări stratiforme de sulfuri de Pb, Zn, Cu (exemplul clasic îl constituie formațiunea miocenă de Kuroko, care se extinde în Insulele Japoneze pe o lungime de 400 km.

Sedimentarea în bazine retro-arc. Bazinele retroarc, situate între continent și arcul vulcanic, sînt lipsite de arcuri remanente, sînt instalate pe margini continentale și reprezintă arii depresionare subaeriene (unele zone deșertice din Anzi) sau depresiuni submerse de mică adîncime (în spatele Jawei), dar cu subsidență foarte activă.

În ciuda marii varietăți a acestor bazine, sedimentele îmbracă două faciesuri distincte :

— în faciesurile continentale asociațiile litologice sînt dominate de proluvii detritice, epiclastite fluviale și deltaice și nisipuri de dune ;

— în faciesurile marine sedimentele pot fi foarte groase (mii de metri) caracterizîndu-se prin abundența materialului terigen, intercalații de piroclastite, tranziții laterale spre un facies continental ; sedimentele epiclastice au caracter turbiditic și formă de pană.

Vechile bazine retroarc sînt greu de reconstituit din cauza subducției și a coliziunii („arc-arc" sau „arc-continent") care modifică mult geometria sedimentelor piroclastice.

5.5.3. Asociaţii de roci în zone cu falii transformante („bazine de conservare")

Faliile transformante care traversează zonele de expansiune (iar, uneori, şi cele de subducţie) pot compartimenta sectoare ale crustei în arii depresionare capabile să găzduiască stive de sedimente. Mişcarea microplăcilor, delimitate de astfel de factori, este oblică faţă de direcţia „accidentelor" majore şi poate avea un caracter divergent (generînd „bazine în regim de transtensiune" delimitate de falii în trepte — ex. M. Moartă şi Bazinul Ridge din vecinătatea faliei San Andreas, California) sau convergent (generînd „bazine în regim de transpresiune", închise ulterior prin coliziune) ; sectorul Pecineaga-Camena, Dobrogea Grădinaru, 1985).

Sedimentele acumulate în astfel de bazine, de regulă afectate şi de subsidenţă, sînt groase şi prezintă variaţii laterale de facies. Astfel în coloana litologică a bazinului Ridge sînt sesizate brecii, conglomerate aluviale (10 000 m grosime), cu treceri laterale la gresii lacustre (1 000 m) sugerînd astfel un imens con de dejecţie care se îndinţează cu turbidite şi sedimente neritice.

Formaţiunile carbonifere din Munţii Cantabrici (nordul Spaniei), alcătuite din turbidite, conglomerate acumulate prin transport în masă, calcare neritice, gresii deltaice şi fluviale, conglomerate aluviale (cu grosimi totale de 2 000—3 000 m şi evidente variaţii laterale de facies) sînt considerate depozite acumulate într-un vechi bazin de conservare.

5.5.4. Asociaţii de roci în zone de coliziune

Prin coliziunea plăcilor crustale suprafaţa şi adîncimea unui bazin de sedimentare scad, sedimentele acumulate anterior se cutează, iar zona emersă limitrofă devine sursă pentru un nou ciclu de sedimentare. În funcţie de natura plăcilor care converg, diversitatea morfologică şi tectostructurală a unor astfel de bazine este mare. Între ele se disting : bazine oceanice remanente cu sedimente oceanice abisale şi sedimente deltaice (ex. Golful Bengal) şi bazine orogenice tîrzii cu sedimente fluvio-deltaice ce ating grosimi de 4 000—5 000 m (ex. Marea Adriatică) sau cu sedimente carbonatice şi evaporitice (ex. zona Zagros din Golful Persic).

Un vechi bazin format prin coliziune este „fosa Siwalik" din sudul Himalaiei în care s-au acumulat conglomerate şi gresii fluviale cu mineralizaţii de uraniu şi vanadiu. Formaţiunile de molasă din Alpii nordici şi depozitele multor bazine intramontane se consideră a se fi acumulat în astfel de bazine.

...„A diviza minciuna în cît mai multe adevăruri posibile. A risca eroarea pentru a găsi alt drum.“

ROBERT SABATIER

6. RECONSTITUIRI DE PALEOSURSE. PETROLOGIE COMPARATĂ

În domeniul sedimentar, rocile epiclastice sînt singurele depozite care oferă informaţiile pentru reconstituirea completă a istoriei „depoziţionale“ a sedimentelor de origine: începînd cu locul de provenienţă a particulelor constituente, continuînd cu aspectele legate de dinamica lor (mod de transport, distanţă, direcţie, sens) şi încheind cu locul şi condiţiile de acumulare. Transformarea lor în depozite litificate şi exondate se realizează într-o etapă tîrzie, postdepoziţională.

În studiile recente de petrologie sedimentară se conturează ca o problemă de mare interes ştiinţific şi economic reconstituirea surselor depozitelor epiclastice vechi (paleosurselor) prin examenul petrografic comparativ (sau de „petrologie comparată“). Aceste studii furnizează primele informaţii concrete şi obiective despre configuraţia geologică a unei regiuni într-un moment anterior vîrstei rocilor detritice pe care le studiem. Pot fi, de asemenea, stabilite premise noi, sedimentologice, pentru aprecierea nivelului de eroziune într-o regiune, a paleovulcanismului, a potenţialului economic al zonei considerate „de provenienţă“ pentru sedimentarea epiclastică dintr-un anume bazin.

Prin *arie sursă* se înţelege orice suprafaţă în care deschiderile naturale de roci sînt supuse dezagregării şi se transformă în granoclaste şi litoclaste ce se pot acumula într-un bazin de sedimentare, prin transport individual sau transport în masă. O arie sursă se caracterizează prin constituţie petrografică, structură geologică, morfologie şi poziţie geografică faţă de bazin.

În alcătuirea petrografică a unei arii sursă intră toate rocile preexistente deschise la un moment dat de eroziune. În funcţie de structura geologică a regiunii, ariile sursă pot fi monotone din punct de vedere petrografic (alcătuite, de exemplu, numai din roci magmatice, roci sedimentare, roci metamorfice) sau pot avea o alcătuire foarte complexă (un bazin hidrografic, de exemplu, să traverseze o zonă bine deschisă în care aflorează simultan diverse tipuri de roci — granite, şisturi cristaline, calcare, gresii etc.). Unităţile de platformă alcătuite din serii groase de roci stratificate cu structuri tabulare sau monoclinale apropiate de orizontală vor constitui arii sursă cu alcătuire petrografică uniformă pe distanţe mari. Unităţile de orogen în care formaţiunile geologice sînt aduse la verticală funcţionează ca arii sursă foarte variate din punct de vedere litologic ; în astfel de zone, pe suprafeţe relativ

nici aflorează variate tipuri de roci. Manifestarea fenomenelor vulcanice într-o arie sursă, indiferent de structura și alcătuirea sa petrografică, contribuie la contaminarea materialului epiclastic cu material vulcanoclastic. Prezența acestuia în secvențele litologice sedimentare constituie cel mai bun argument pentru precizarea momentelor de erupții vulcanice concomitente cu sedimentarea.

Monotonia sau diversitatea petrografică a ariei sursă se vor reflecta în natura granoclastelor și litoclastelor din compoziția sedimentelor acumulate în bazinul din imediata sa vecinătate.

În funcție de numărul și orientarea bazinelor hidrografice (sau glaciare) una și aceeași arie sursă poate alimenta unul sau mai multe bazine de sedimentare, atunci cînd bazinul de sedimentare este foarte extins, alimentarea sa se va face din mai multe arii sursă.

Pentru a funcționa ca o arie sursă o zonă trebuie să fie exondată și să se situeze deasupra nivelului de bază (al unei mări, al unui rîu sau al unui ghețar, adică deasupra punctului de la care eroziunea este activă. Cu cît diferența de înălțime dintre nivelul de bază și altitudinea maximă a ariei sursă este mai mare (deci cu cît energia reliefului este mai pronunțată) cu atît aria sursă poate genera material mai abundent.

Pentru ca o arie sursă să fie activă ea trebuie să se circumscrie unei zone mobile din scoarța terestră. Adesea, astfel de zone sînt delimitate de fracturi crustale și sînt supuse unor mișcări de ridicare în raport cu bazinul învecinat. Prin subsidență, prăbușire sau eroziune o zonă sursă care a fost activă, și care ajunge sub nivelul de bază (sau la limita sa) încetează să mai fie o sursă de sedimente pentru bazin. Ariile sursă cele mai active capătă morfologia unor masive centrale izolate, cu poziție excentrică față de bazin, a unor culmi sau cordiliere alungite, paralele cu marginea bazinului sau transversale față de aceasta. Indiferent de morfologie, ariile sursă, în raport cu poziția lor, pot fi *extrabazinale* sau *intrabazinale*. Sursele extrabazinale se află la distanțe foarte diferite de bazin : poziția lor geografică în raport cu bazinul poate fi apreciată prin studiul structurilor sedimentare (reconstituirea direcțiilor de paleocurenți).

Ținînd cont de evoluția și diversificarea treptată a compoziției și structurii scoarței terestre ar trebui să acceptăm că pentru bazinele precambriene ariile sursă au fost mai puțin complexe decît cele care au funcționat în raport cu bazinele fanerozoice.

Toate rocile care intră în alcătuirea unei arii sursă se încadrează, conform concepției lui Baturin, într-o *provincie distributivă*.

În fiecare perioadă geologică intensitatea sedimentării materialului detritic a fost dependentă de relația dintre morfogenaza provinciei distributive (ridicarea blocurilor continentale) și subsidența bazinului.

6.1. CRITERII ȘI METODE

Reconstituirea ariilor sursă de material reprezintă un examen laborios care are la bază criterii complexe (mineralogice, structurale, texturale) și metode adecvate.

Criteriul mineralogic. Natura petrografică a ariei sursă poate fi precizată direct prin examenul optic al constituenților alogeni — în special feldspați, litoclaste, minerale grele — din rocile detritice (conglomerate și gresii).

Feldspații, ca urmare a diversității condițiilor lor de geneză (bine exprimate în proprietățile optice și structurale) pot preciza în multe situații rocile din care provin. Astfel, dintre plagioclazi, termenii sodici — albit și oligoclaz — provin din plutonite acide (granite, granodiorite) și din epimetamorfite; în mezometamorfite este frecvent oligoclazul bazic. Termenii neutri și bazici (andezin, labrador, bytownit) provin din plutonite (diorite și gabbrouri) sau vulcanite bazice (andezite și bazalte); în vulcanite plagioclazii sînt frecvent zonați.

Polimorfii tectosilicatului $KAlSi_3O_8$ se formează în condiții foarte diferite și, de aceea, sînt buni indicatori de proveniență. Astfel, sanidina (feldspatul potasic de temperatură înaltă, cu triclinicitate zero și grad de dezordine ridicat) este întîlnită, în exclusivitate, în vulcanite acide și alcaline și, rar, în corneene. Ortoclazul, de temperatură medie (are triclinicitate $\Delta = 0{,}3-0{,}6$ și un grad de ordonare al rețelei mai mare) este propriu granitoidelor magmatice și granulitelor pe cînd microlinul, termenul de temperatură scăzută (cu triclinicitate maximă $\Delta = 0{,}7-1$ și rețea foarte ordonată) este frecvent în granitoidele anatectice și metasomatice, în gnaise și paragnaise și nu se întîlnește niciodată în vulcanite.

Fracția grea din rocile detritice provine prin concentrarea gravitațională a mineralelor accesorii eliberate prin dezagregarea plutonitelor, vulcanitelor, metamorfitelor și uneori, prin remanierea unor foste roci sedimentare. În rocile endogene în care au provenit prin cristalizare sau blastează sînt de multe ori minerale specifice capabile să indice un cadru termobaric. Fiind adesea minerale stabile rezistente la alterare, se conservă prin transport și sedimentare. Pentru creșterea gradului de certitudine, în reconstituirile de paleosurse se examinează *asociațiile de minerale grele.* Astfel, se consideră de proveniență metamorfică minerale ca: granat, andaluzit, sillimanit, disten, staurolit, de proveniență magmatică: zircon, sfen, turmalină, rutil etc; din pegmatite poate proveni berilul, casiteritul, turmalina.

Micele, cuarțul și, cînd se pot conserva, amfibolii și piroxenii, nu sînt utilizați direct și singular ca indicatori de proveniență. În asociație cu anume felspați și minerale grele pot completa imaginea despre mineralogia ariei sursă.

Litoclastele — reprezentînd fragmente litice provenite prin dezagregarea rocilor preexistente — prin asociațiile mineralogice care le definesc și prin trăsăturile lor texturale și structurale (grad de cristalinitate și idiomorfism, dimensiuni absolute și relative ale cristalelor, orientarea sau lipsa de orientare a acestora) reprezintă particule alogene cu semnificații directe în reconstituirile de paleosurse și, de aceea, cel mai frecvent utilizate în acest sens.

În cazul în care sursa care a generat litoclaste într-un anumit moment geocronologic, este încă exondată, deci încă activă pentru procesele de sedimentare actuale (de exemplu, cristalinul Carpaților Orientali pentru formațiunile detritice pliocene din bazinele intramontane, apoi „șisturile verzi" dobrogene pentru o parte din epiclastitele acumulate în Cretacic, Eocen, Oligocen, Miocen), atunci reconstituirea ariilor sursă din acele momente, ca metodă de studiu, poate îmbrăca forma unei *petrologii comparate*: litoclastele formațiunilor detritice vis-a-vis de tipurile de roci din sursa, încă activă. Un asemenea examen prin care se caracterizează și se compară cele două elemente luate în discuție trebuie să aibă în vedere aplicarea cu consecvență a unor criterii unitare: începînd cu cel mineralogic, prin care se stabilesc asociațiile de minerale și proprietățile lor specifice (de exemplu variația unor constante optice la amfiboli, feldspați, biotit etc.) și continuînd cu cel structural și textural (agregate microcristaline sau larg cristaline, dimensiunea

maximă a cristalelor, conturul caracteristic şi felul contactului dintre particule; existenţa foliaţiilor şi microlaminaţiilor, precizarea gradului de deformare al cristalelor). În cazul litoclastelor sedimentare şi al „sursei" lor, aspectele diagenetice apar foarte concludente. Pentru cuarţ, clorit şi mice — granoclastele foarte comune şi cu posibilităţi de provenienţă foarte diferită — examenul röentgen comparativ, analiza chimică şi cea spectrală etc. reprezintă etape concludente şi necesare în argumentarea unităţii lor de origine.

Criterii structurale. Precizarea poziţiei spaţiale a ariei sursă în raport cu locul de acumulare a materialului provenit din aceasta se poate face pe seama trăsăturilor structurale a depozitelor epiclastice din care s-au efectuat şi analizele mineralogice respective. În acest scop vor fi examinate structurile direcţionale planare şi liniare capabile să indice direcţia şi sensul curenţilor care au transportat materialul.

Prin corelaţie vor fi examinate direcţiile urmelor de curent (caneluri) orientarea galeţilor oblaţi simultan cu poziţia laminelor frontale din corpurile oblic laminare şi orientarea crestelor din ondulaţiile de curent. În depozitele aluviale imbricaţia galeţilor poate, şi ea, să sugereze sensul curentului. Studiul structurilor sedimentare reprezintă dincolo de acest scop — al reconstituirii poziţiei paleosursei o metodă uzuală şi de multe ori eficace pentru reconstituirea paleocurenţilor din cadrul unui bazin.

Petrologia comparată apare, astfel, ca o metodă concludentă în stabilirea tuturor conexiunilor posibile între formaţiunile detritice din bazinul sedimentar şi aria sursă care le-a generat. În cazul surselor recente (de exemplu, orogenul carpatic ca arie sursă pentru bazinele miocene şi pliocene), un asemenea examen permite şi o reconsiderare a modului de conservare a clastelor după îngropare şi, respectiv, în timpul îngropării lor. Toate rocile detritice tinere considerate a se fi format pe seama unui material carpatic pot constitui obiectul unor astfel de analize.

Stabilirea unităţii de origine a materialului terigen în cazul în care sursa este doar presupusă se face pe baza afinităţii lui genetice, prin interpolare şi generalizare cu produse similare despre care se poate aprecia cu certitudine modul lor de formare (de exemplu : berilul în pegmatite, plagioclazii zonaţi în vulcanite, distenul în metamorfite, etc.). A stabili pe aceste baze natura maclastelor sedimentare înseamnă, de fapt, a stabili comunitatea de sursă a materialului. În felul acesta unitatea litologică respectivă — care poate fi sau nu o unitatea stratifică — capătă semnificaţia unei provincii petrologice sedimentare.

Conceptul de *provincie petrologică sedimentară* a fost introdus în literatura de specialitate de către Edelman (1933) şi a fost îmbogăţit prin contribuţii aduse de Strahov, Baturin, Pettijohn, Potter şi alţii. Provincia petrologică sedimentară este o noţiune genetică în a cărei conturare elementul determinant îl reprezintă natura petrografică (şi desigur, mineralogică) a materialului din aria sursă şi nu condiţiile de sedimentare. Cu toate acestea, avînd în vedere cadrul geologic şi momenul în care se acumulează materialul epiclastic ce intră în alcătuirea unei provincii, la conturarea ei se va putea ţine seama şi de comunitatea condiţiilor tectostructurale, înrudirea de facies (litofacies; biofacies) şi comunitatea de timp în care se află formaţiunea examinată. Nici unul din caracterele impuse de aceste ultime „comunităţi", luate izolat, nu ar putea defini o provincie petrologică sedimentară. Aceasta pentru că asociaţiile de roci epiclastice acumulate într-o zonă de craton sau cele acumu-

late într-un bazin marginal activ nu alcătuiesc, în sine, o provincie petrologică ; de asemenea, nici depozitele identice din punct de vedere litologic ce acoperă o anumită suprafață din cadrul unui bazin de sedimentare, de exemplu gresii cuarțoase sau arcoze ce constituie unități litologice bine delimitate, nu pot și nu trebuie confundate cu o unitate provincială. Derivă din aceasta că nici repartiția depozitelor de aceeași vîrstă — de exemplu, gresiile oligocene sau arcozele miocene — nu se poate confunda datorită unității lor temporale cu provincia sedimentară.

Datorită caracterului poligenetic al rocilor sedimentare determinarea comunității de origine este, în multe cazuri, dificil de făcut din cauza modificărilor suferite de materialul epiclastic în timpul transportului. Compoziția mineralogică a clastelor primare, de la locul de origine, se poate modifica datorită transportului acvatic (prin curenți fluviali sau marini). Mineralele solubile (halogenuri, sulfați) sînt dizolvate iar cele instabile și metastabile sînt parțial sau total alterate. Astfel, abraziunea selectivă poate îndepărta (sau transforma) în timpul deplasării lor silicații de tipul olivinei, piroxenilor amfibolilor. Cercetarea felspaților din „debitul solid“ al unui rîu oferă informații contradictorii : în unele situații (S.U.A.) procentul de feldspați se poate reduce la jumătate pe distanțe mici (50—100 km), în timp ce în altele (Mississippi) de-a lungul a 1 500—2 000 km modificările procentuale pot fi considerate neglijabile.

Sortarea selectivă este un proces care contribuie la schimbarea compoziției mineralogice ; ea însumează efectele variațiilor de dimensiuni și greutate specifică ale clastelor sedimentare. Întrucît praticulele cu dimensiuni și densități deosebite se comportă în mod deosebit în cursul transportului fracțiunile de material depuse și cele ce alcătuiesc „debitul în suspensie“ vor cuprinde la diferite intervale de timp o altă asociație mineralogică dacă influența acestor factori este mare.

În fine, modificarea compoziției mineralogice a detritusului dintr-o anumită arie sursă poate avea loc și prin contaminare sau amestec de material. Cauzele pot fi multiple : convergența unor organisme fluviale ce provin din arii sursă diferite, amestecul materialului în cadrul bazinului prin aportul curenților litorali care suplimentează sedimentarea cu material dintr-o altă direcție, acumularea materialului epiclastic simultan cu produsele de explozie (cenușă și lapili) ale unor manifestări vulcanice violente etc.

În examinarea compoziției mineralogice a depozitelor epiclastice trebuie avută în vedere granulometria lor, știind că alcătuirea mineralogică a unei anumite clase (fracțiuni) nu oglindește integral compoziția sa și că, din acest punct de vedere, comparațiile trebuiesc întotdeauna făcute pe claste din aceeași categorie granulometrică.

Separarea unei provincii petrologice poate fi făcută numai după o bună cunoaștere stratigrafică, petrografică și sedimentologică a formațiunilor epiclastice dintr-o regiune și constituie, de cele mai multe ori, o etapă finală în cercetarea geologică a terenurilor sedimentare. Dificultățile legate de această problemă cresc, ca și în cazul reconstituirilor de paleosurse, cu vîrsta depozitelor analizate : sînt mult mai greu de conturat provincii sedimentare în formațiuni paleozoice decît în formațiuni cainozoice. Pentru țara noastră studiile sînt disparate ; singura imagine unitară în acest sens ne-o oferă Dan Rădulescu (1965, 1979) pentru ariile carpatice, Bazinul Transilvaniei și zonele extracarpatice.

6.2. PALEOSURSE PENTRU FLIŞUL ASSYNTIC DIN DOBROGEA CENTRALĂ

Formaţiunea „şisturilor verzi" din Masivul central dobrogean — cumulînd caracterele unui fliaş de vîrstă assyntică — are un caracter terigen, siliciclastic şi cuprinde roci cu o mare varietate granulometrică şi mineralogică : rudite, arenite, siltite şi lutite cu constituţie adesea polimictică. Granoclastele de cuarţ, felspaţi, clorit şi fragmente litice se conturează ca preţioşi indicatori pentru reconstituirea paleosurselor, iar structurile şi parametrii granulometrici şi morfometrici ai acestora, ca elemente necesare pentru definirea condiţiilor de transport şi sedimentare în vechiul bazin assyntic.

Feldspaţii, frecvenţi în conglomerate, graywacke şi arcoze formează mai multe asociaţii : plagioclaz (An_{5-18}) — microclin la Istria şi Taşaul, plagioclaz (An_{5-10}) — ortoclaz (2V = 63°—68°) la Ciamurlia şi plagioclaz (An_{1-10}) la Sibioara Războieni.

Litoclastele din arenitele grosiere şi rudite sînt reprezentate prin plutonite acide (granite, plagigranite, pegmatite grafice, granodiorite), alcaline (sienite), vulcanite (trahite, albitofire), metamorfite (gnaise microclinice, micaşisturi), epimetamorfite (cuarţite, filite) şi retromorfite, roci epiclastice — cuarţarenite, subarcoze şi siltite.

Natura petrografică a ariilor sursă a fost, de la început, eterogenă. În sursele extrabazinale aflorau şisturi cristaline cu grad înalt de metamorfism, cu grad scăzut (mult mai extinse) şi plutonite asociate (granitoide, pegmatite). Natura şi optica feldspaţilor (absenţa plagioclazilor cu mai mult de 20% An şi a zonalităţii lor) pledează pentru o configuraţie a ariei sursă în care rocile bazice nu erau prezente. Existenţa fragmentelor litice de trahite şi dacite este sugestivă pentru precizarea existenţei în ariile sursă a unor vulcanite preassyntice, iar tendinţa alcalină a litoclastelor sugerează legăturile de cosanguinitate între unele produse plutonice şi vulcanice (sienit-trahit).

Prezenţa litoclastelor de roci sedimentare (gresii cuarţoase, arcoze) în ruditele şi arenitele „şisturilor verzi" vine să confirme conservarea în ariile sursă extrabazinale a unei cuverturi sedimentare exondată în assyntic, dar, desigur, acumulată înaintea acestui moment ; aceasta este una din puţinele dovezi privind natura şi prezenţa unor roci sedimentare precambriene nemetamorfozate în zonele limitrofe bazinului. Aceste litoclaste ar fi, deci, cele mai vechi roci sedimentare recunoscute ca atare într-o formaţiune geologică din ţara noastră (Anastasiu şi Jipa, 1984). O astfel de configuraţie petrografică îşi găseşte un echivalent parţial în seriile de Nipru-Bug (cu granitoide) şi seria de Krivoirog (cu filite şi retromorfite) şi/sau, poate, cu seria de Ovruci (gresii) din platforma scitică (cratonul ucrainean) şi corespondentul lor proterozoic mediu sau inferior din fundamentul Platformei Moesice (fig. 6.1).

Modul de variaţie a parametrilor granulometrici (Md, σ) şi morfometrici (Ro, S) ai depozitelor terigene în Masivul central dobrogean poate fi folosit alături de structurile direcţionale (urme de curent, caneluri de eroziune, riduri de dragaj, laminaţii oblice) ca un indicator al poziţiei ariei sursă în raport cu bazinul. Astfel au fost trasate (Jipa, 1971, Anastasiu şi Jipa, 1984) : o sursă intrabazinală — „ridicarea Palazu" — din care a provenit materialul ruditic şi două surse extrabazinale — una nordică de aport în special pelitic şi una vestică, distală, de aport arenitic.

Din corelarea datelor petrografice şi sedimentologice — grosimea mare a flişului assyntic (5 000 m), tranziţiile rapide de la un facies proximal la unul

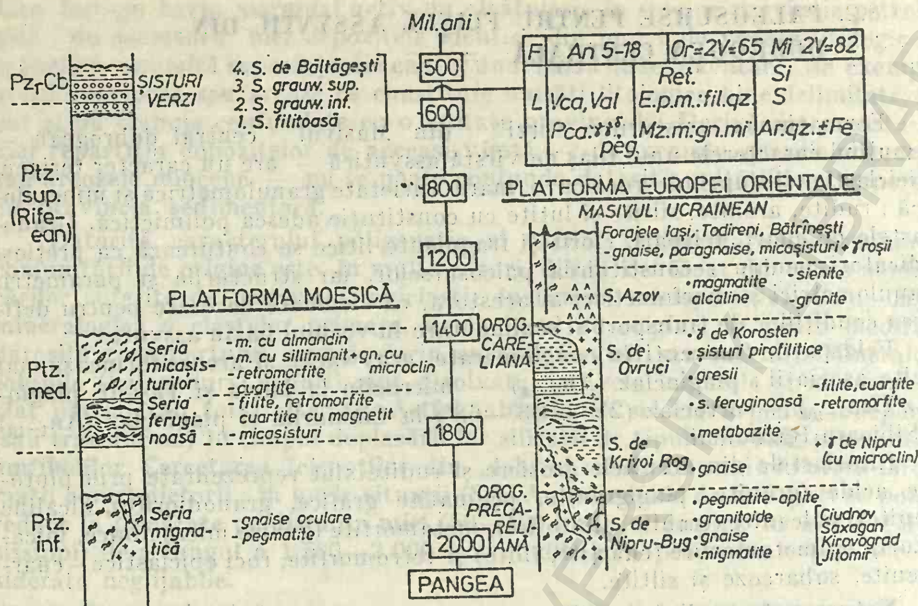


Fig. 6.1. Coloane litologice comparative între formaţiunea assyntică a şisturilor verzi (Masivul central dobrogean) şi formaţiunile proterozoice din fundamentul Platformei Moesice şi al Platformei Europei orientale (Scutul Ucrainean).

distal, existenţa galeţilor moi, a litoclastelor de vulcanite şi a matricei, ca principal liant al arenitelor — rezultă că acumularea sedimentelor s-a produs într-un bazin cu extindere mai mare decît actuala arie a Dobrogei centrale şi cu o adîncime variabilă. În configuraţia morfologică a unui astfel de bazin ar trebui să presupunem şi existenţa unor ridicări intrabazinale care au funcţionat intermitent şi ca surse de material şi ca praguri care au impus direcţia curenţilor şi sensul deplasării materialului antrenat prin transport în masă.

6.3. PALEOSURSE PENTRU FLIŞUL CARPAŢILOR ORIENTALI ÎN CRETACIC, EOCEN ŞI OLIGOCEN

Secvenţele epiclastice din flişul Carpaţilor Orientali conţin la diverse nivele cronostratigrafice — Cretacic, Eocen, Oligocen — granoclaste şi litoclaste „exotice", de culoare roşie şi verde (în stratele de Bota, flişul de Hangu, flişul de Tarcău şi flişul grezos de Kliva). Ele au fost semnalate pentru prima dată de Preda, 1924, Codarcea, 1937, Murgeanu, 1937 şi Filipescu, 1937) şi s-a presupus că provin din cordiliera „cumană". Fără un studiu petrografic comparativ „elementele verzi" au fost considerate de origine dobrogeană (provenind din zona şisturilor verzi). Date recente privind petrografia acestor elemente evidenţiază diversitatea mineralogică a fragmentelor litice şi provenienţa lor din diferite surse (Anastasiu, 1984) (fig. 6.2).

Tipurile de litoclaste şi natura feldspaţilor din flişul de Hangu şi stratele de Bota — între valea Moldovei, valea Bistriţei şi valea Covasna — indică

	C. ORIENTALI *EPIMETAMORFITE*	ELEMENTE VERZI	MASIVUL CENTRAL DOBROGEAN *ZONA ȘISTURILOR VERZI*
Asociații mineralogice:	$Q + Plg - An_{0-8} + Cl + Se + Gr$	$Q + Plg - An_{5-35} + Cl + Bi + Hb$	$Q + Plg - An_{5-18} + Or + Mi + Cl$
Petrografie	— metaarenite — metavulcanite: — *filite* — retromorfite — porfiroide	— graywacke — *siltite; wackes* — arenite qz. glauconit — *filite* — cuarțite cu clorit — andezite cu hornblendă — granodiorite — microdiorite	— pararudite — ortorudite — *graywacke* fdp./lit. — *gresii litice* — arcoze — *siltite; wackes* argilite
Structură			
Morfometrie	contacte suturale și liniare	Ro = 0,1 — 0,3 Ro = 0,1 — 0,3 Ro = 0,1 — 0,7	Ro = 0,8 — 0,9 Ro = 0,1 — 0,5
Transformări secundare	— *foliații secundare* — coroane de reacție	— *foliații secundare* — *recristalizarea matricei* — *supracreșteri epitaxiale* — opacitizarea amfibolilor — cloritizarea biotitului — coroziunea plagioclazilor	— *recristalizarea matricei* — *supracreșteri epitaxiale*

Fig. 6.2. Trăsăturile mineralogice și petrografice ale litoclastelor de „elemente verzi" cuprinse în ruditele și arenitele flișului carpatic comparativ cu trăsături similare ale epimetamorfitelor din Carpații Orientali și ale rocilor din Masivul central dobrogean.

VÎRSTA		DACIDE 1	DACIDE 2	3/4	MOLDAVIDE: Pînza de Audia	MOLDAVIDE: Pînza de Tarcău	MOLDAVIDE: Pînza cutelor marginale
PALEOGEN	Oligocen						F: An 0-20<Mi; L: — ; F, Qz; S-W, Ar.q
PALEOGEN	Eocen					F: An 5-20>(Or-Mi); L: V_τ; F. Qz Pgu; Gwf, S W, Ar.q, Ca, Ph	
PALEOGEN	Paleocen				F: An 5-30=Mi		
CRETACIC	Senon.				L: — V_α V_τ; Qz,F,gn; S,Ca,Mi	F: An 5-20>(Or; Mi); L: P.ca V_α V_τ → V_f; F Qz gn; Arq S. Ca,D,Ph	
CRETACIC	Turon. Cenom. Vracon				F: An 20-35>Or.; L: P.ca V_α V_f; Qz; Mi,Ca,S		
CRETACIC	Albian Aptian Barem.				F: An 10-35>Or; L: P.ca —; Qz; Ca,Mi,S		

Fig. 6.3. Natura feldspaţilor şi litoclastelor din constituţia ruditelor şi arenitelor epiclastice ce formează flişurile cretacice şi paleogene din pînza de Audia, pînza de Tarcău şi pînza cutelor marginale : An — anortit %; Or — ortoză ; Mi — microclin ; Pca — plutonite calcoalcaline ; V — vulcanite, riolite, trahite andezite ; Qz — cuarţite ; F — filite, Gn — gnaise, Ca — calcare ; D — dolomite ; Ph — fosforite ; Mi — micrite ; Si — silicolite ; Ar.q — arenite cuarţoase ; S — siltite ; W — wackes-uri ; Gwf — graywacke feldspatic.

microgranodiorite, pegmatite, plagigranite cu biotit, sienite, albitofire, epimetamorfite (cuarţite, filite), gnaise roci sedimentare (biomicrite, cuarţarenite, siltite, argile feruginoase, oosparite, fosforite) (fig. 6.3).

La nivelul depozitelor cretacice „elementele roşii" sînt litoclaste de granoditorite cu plagioclazul caolinizat şi pigmentat cu hidroxizi de fier, iar „elementele verzi" sînt reprezentate printr-o varietate mare de roci : microgranodiorite cu hornblendă verde, aglomerări de biotit cloritizat şi opacitizat (provenit din dezagregarea granodioritelor cu biotit), andezite cu hornblendă opacitizată, filite cu clorit, wackes-uri şi siltite cu clorit şi sericit, graywacke feldspatic cu clorit. Aceleaşi tipuri de litoclaste verzi se găsesc şi în secvenţele ruditice de vîrstă eocenă şi oligocenă din unitatea externă a flişului între văile Bistriţa şi Rîmnicul sărat.

Tipurile petrografice enumerate prezintă afinităţi mineralogice şi structurale pe baza cărora se pot atribui unor magmatite acide cu caracter calcoalcalin, consolidate în faciesuri hipoabisice şi vulcanice ; o astfel de trăsătură, corelată cu valorile scăzute ale parametrilor morfometrici (*Ro* mic, *S redus*) şi cu absenţa unor trăsături morfoscopice care să marcheze prelucrarea lor intensă, sugerează o sursă intrabazinală cu dezvoltare liniară ce ar fi putut îmbrăca morfologia unui arc insular situat într-o zonă de margine continentală.

Prezenţa litoclastelor de riolite în zona Covasna şi ocurenţele de vitroclaste şi cristaloclaste în paraconglomeratele din zonă sugerează forme variate de manifestare a unui vulcanism, probabil presenonian, şi tendinţa de trecere de la vulcanite alcaline şi neutre în nord, la cele acide în sud. Plasarea arcului insular la interiorul bazinului (de tip „prearc") în relaţie cu o margine continentală este determinată şi de natura litoclastelor sedimentare (oospa-



Fig. 6.4. Poziţia reconstituită a ariilor sursă pentru sedimentarea epiclastică în facies de fliş din bazinele Moldavidelor în timpul Cretacicului şi Paleogenului şi direcţiile de transport ale clastelor ; săgeţile negre sugerează surse extrabazinale identice cu şisturile verzi dobrogene.

rite, gresii cuarţoase cu cimet feruginos, fosforite cu glaconit) care schiţează o asociaţie specifică sedimentării în zonele de şelf. Pentru o a doua sursă, extrabazinală, pledează litoclastele metamorfice şi sedimentare, dintre care numai unele (filitele cu clorit, wackes-urile şi siltitele cu clorit, graywacke-le feldspatic cu granoclaste de clorit) sînt comune epiclastitelor din cele trei perioade (Cretacic, Eocen, Oligocen) şi prezintă afinităţi cu „şisturile verzi" din Masivul central dobrogean. Litoclastele verzi de natură magmatică sînt proprii Cretacicului şi practic lipsesc la nivelul Eocenului şi Oligocenului; cele metamorfice variază cantitativ de la o perioadă la alta, iar cele sedimentare au o răspîndire constantă. Aria sursă pentru toate elementele verzi din fliş a avut însă o alcătuire petrografică mai complexă şi a ocupat, probabil, şi diferite poziţii spaţiale (fig. 6.4).

Criteriile pe baza cărora se poate accepta legătura petrogenetică dintre aceste ultime tipuri de litoclaste şi „şisturile verzi" dobrogene sînt de natură mineralogică, granulometrică şi morfometrică :

— asociaţiile mineralogice sînt relativ simple şi identice : cuarţ + clorit + plagioclaz (An_{5-20}) + sericit ;

— dimensiunea granoclastelor reflectă fracţiuni arenitice fine şi siltice ;

— angularitatea clastelor din „elemente" şi cea a şisturilor verzi este asemănătoare ;

— transformările diagenetice din litoclaste sînt specifice şi şisturilor verzi (recristalizarea în illit şi sericit a matricei argiloase, supracreşteri epitaxiale cuarţ-cuarţ, concreşteri clorit-cuarţ sînt comune).

Apariţia lor, la diferite nivele stratigrafice, în secvenţe ruditice episodice sugerează aportul intermitent de material şi caracterul temporar, de arie sursă, pe care l-au avut regiunile limitrofe ce alimentau cu material detritic bazinul de sedimentare.

...„Fantastici sînt — dacă stăm să ne gîndim bine — acești munți. Ei sînt căptușiți cu tot felul de minerale, de la aur pînă la uraniu. Și tot ei ne parfumează gura cu fragi".

GEO BOGZA

7. POTENȚIALUL METALOGENETIC ȘI ENERGETIC AL DEPOZITELOR EXOGENE

Formațiunile sedimentare din ariile continentale și bazinele marine prezintă, alături de semnificația dovedită în înțelegerea evoluției proceselor petrogenetice de la suprafața scoarței terestre, și o evidentă importanță economică. Adesea, ele se constituie în obiective ale cercetării geologice pentru descoperirea de noi substanțe minerale metalifere și nemetalifere sau de noi resurse energetice — cărbuni, petrol, gaze naturale, șisturi bituminoase.

Cercetările din ultimele decade, depășind barierele impuse de investigația fundurilor marine și oceanice, au estimat și în aceste sectoare ale crustei rezerve importante de substanțe metalifere (15 miliarde tone Ni), 8 mld. t Cu, 5 mld. t Co etc.) și un potențial impresionant de petrol localizat în depozitele platformelor continentale submarine (100 mld. t), și de cărbuni.

Foarte multe substanțe minerale utile se concentrează pe cale exogenă și se acumulează în cantități exploatabile numai în domeniul sedimentar : aluminiul din bauxită, fosfați, azotați, sulfați și cloruri, caolin, bentonit, dolomit, diatomit etc. Altele, care pînă recent au fost considerate în exclusivitate de origine endogenă, s-au dovedit a putea fi generate sau concentrate și în condițiile exogenezei : baritina, galena, calcopirita, zeoliții, multe substanțe radioactive, acumulări de Fe, Mn, Ni etc.

Resursele energetice convenționale — cărbunii, petrolul, șisturile bituminoase —, indiferent de poziția lor (în arii continentale sau zone subacvatice) sînt legate întotdeauna numai de formațiuni sedimentare. Descoperirea unor astfel de zăcăminte este și va fi întotdeauna legată de înțelegerea modelelor faciale, a proceselor exogene depoziționale și postedepoziționale, în general, de efectuarea analizelor secvențiale și reconstituirile de paleomediu.

Potențialul metalogenetic și energetic al depozitelor exogene se dovedește circumscris conceptului tectonicii globale, dependent și de poziția lor în asociațiile litologice legate de o anumită configurație și dinamică a plăcilor crustale.

7.1. EXOGENEZA ŞI SUBSTANŢELE METALIFERE

În raport cu proprietăţile metalelor din constituţia scoarţei terestre procesele de concentrare exogenă a acestora sînt variate şi selective; ele îmbracă atît un caracter depoziţional („singenetic" în limbajul metalogeniei), cît şi unul diagenetic. Acţiunea lor, în cele mai diverse forme — mecanică, chimică, biotică — conduce la acumularea de tip „placers", depozite exploatabile de Au, Sn, Zr, Ti, Be, T.R., Pt, diamant, etc. şi a acumulărilor de Al, Ni, Fe, Mn, Pb, Zn, Cu—U etc. sub forma unor zăcăminte reziduale, de precipitare chimică sau biochimică şi/sau de remobilizare diagenetică („epigenetice", în acelaşi limbaj metalogenetic). În contextul formaţiunilor sedimentare, aceste concentraţii apar — după o remarcă a lui Clemmey (1985) — ca „produse anormale ale unor evenimente geologice normale".

Disputele din domeniul genezei zăcămintelor metalifere, în special a celor de sulfuri de Pb, Zn, Cu, U, pun în discuţie sursa metalului, natura fluidului mineralizant, căile de deplasare a acestuia şi mecanismele de separare şi de concentrare a metalului respectiv.

Este meritul lui Knight (1957) şi Garlik (1967—1981) de a fi reconsiderat *sursa* de metal şi de a fi construit un model genetic bazat pe analiza facială în cazul zăcămintelor de Cu din Zimbabwe) şi a celor de Pb şi Zn din argilele negre de la Meggen şi Rammelsberg. Originea multor metale (Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, U) trebuie căutată fie extrabazinal, în scoarţele de alterare (ale momentelor respective), fie intrabazinal, în soluţiile naturale din mediile de acumulare, în stivele sedimentare însăşi, deci în soluţiile interstiţiale.

În felul acesta *soluţiile purtătoare* — reale, electrolitice sau coloidale — au un caracter supergen meteoric-vados. Temperatura lor oscilează între 50 şi 150°C şi, funcţie de natura metalului, vor avea un caracter alcalin sau acid şi un potenţial oxidant (pentru Fe^{3+}, V^{3+}) sau reducător (pentru Pb, Zn, Cu); densitatea lor poate atinge 1,1 g cm^{-3}.

Circulaţia soluţiilor mineralizate este dependentă de permeabilitate deci de porozitatea efectivă; fisurile şi natura lor joacă un rol esenţial în controlul mişcării fluidelor şi, în final, în caracterul adesea discordant al corpurilor de minereu generate (pentru acest motiv considerate de foarte multe ori de afiliaţie magmatică). Existenţa sistemelor de fracturi în zonele de margine continentală face din aceste sectoare excelente medii pentru concentrarea a numeroase substanţe minerale utile (Cu, Pb, Zn).

Stricarea echilibrelor chimice — modificarea *p*H-ului, *Eh*-ului, presiunii gazelor O_2, CO_2 etc., a temperaturii fluidelor — atrage după sine *precipitarea metalului* respectiv (conceptul de „exhalite" — Amstutz şi Bernard, 1973; Badham, 1981); adesea, procesele geobacteriene s-au dovedit a avea un rol covîrşitor în schimbarea ambianţei primare, în trecerea SO_4^{2-} în S şi, astfel, în eliberarea principalului anion necesar formării sulfurilor de Pb, Zn, Cu sau în trecerea Fe^{2+} în Fe^{3+} în condiţiile eliberării metabolice a oxigenului (vezi originea ferilitelor).

7.1.2. Placers (zăcăminte detritice)

Nisipurile purtătoare de minerale grele (în special oxizi, fosfaţi şi silicaţi de Zr, Ti, Sn, Fe, Cs, Ce, La, Th), între care cinabru (gr. sp. = 8,2—8), columbit (7,15—8,20), wolframit (7,7—7,2), casiterit (7,1—6,8), scheelit (6,1—5,9), monazit (5,3—4,9), magnetit (5,2), ilmenit (5—4), zircon (4,7),

corindon (4,3—3,6), topaz (3,6—3,5), rutil (4,3—4,2) sau aur (19,3—15,6), platină (19—14) și diamant (3,5), pot deveni o sursă exploatabilă pentru elementele respective, dacă cel puțin pe o grosime de 30 cm dintr-o coloană de 10 m nisip conținutul de metal se ridică pînă la 70%.

Pentru a se acumula în „*placers*" fracțiunea grea (gr. sp. < 2,9) trebuie să prezinte stabilitate chimică în zona de oxidație și rezistență la abraziune, impact etc. Ea provine dintr-o arie sursă în care se găsește diseminată și se concentrează progresiv în sedimente epiclastice : în cantități mai mari în depozitele mai noi decît în cele vechi și mai frecvent în faciesurile distale decît în cele proximale.

Interconexiunea proceselor de eroziune-agradare este o condiție a acumulării lor în sisteme fluviatile (aluviale), deltaice și litorale (așa-zisele placers-uri laterale, de acreție în plaje marine sau oceanice), în faciesuri de canal, bare sau cordoane. Mai puțin productive sînt placers-urile eluviale, deluviale și proluviale din vecinătatea ariilor sursă (a scoarțelor de alterare) și cele lacustre, glaciare (morenice și fluvio-glaciare), eoline (de dune).

Zr, Ti, Sn și pămînturile rare (Ce, La, Th) fac obiectul exploatării marilor acumulări de placers localizate în nisipurile dunelor de coastă din Australia (New South Wales, întinse pe 600 km), Malaysia și Namibia. Aurul concentrat în aluviuni fluviatile, în faciesuri de canal și bare s-a extras din Colombia-Peru, California, fluviul Lena — U.R.S.S., South Island, (Noua Zeelandă) și Valea Arieșului — România. În Africa de Sud, la Witwatersrand apare aur în paleoplacers rudito-arenitice situate la limita Arhaic-Proterozoic.

7.1.2. Zăcăminte de metale feroase, neferoase și radioactive

Fierul și manganul concentrate, în special, în faciesuri oxidice (Fe_2O_3, $FeO \cdot OH$; MnO_2, $MnO_2 \cdot Mn(OH)_4$ se pot acumula direct, pe cale chimică, biochimică și diagenetică, în sisteme depoziționale identice (lacustre, litoral-neritice, abisale, în cruste de alterare — „pălării de fier"). În ciuda asemănării mediilor naturale în care se formează și a identității condițiilor chimice ($Eh > 0$, $pH > 8,7-8$), metalele respective ajung să formeze zăcăminte sedimentare în asociații litologice distincte.

Fierul îmbracă, în special în vechile depozite de ferilite, forma acumulărilor de hematit, magnetit, siderit și silicați (chamosit), cunoscute în două tipuri genetice :

a) taconite stratificate arhaice („*banded iron formation*"), tip Algoma și algonkiene (Lacul Superior-Hamersley) ; În România se cunosc la Palazu Mare, Dobrogea ;

b) minette sau depozite ooidice („*oolitic ironstone*") mezozoice și cainozoice (Doggerul din Alsacia și Lorena — Franța, din Platforma Moesică și Eocenul de la Căpuș, nord-vestul Transilvaniei).

Manganul, prezent aproape în exclusivitate într-un facies oxidic (birnessit, todorokit, vernadit) și asociat cu Fe, Cu, Co, Ni, se găsește, în special în sedimentele actuale, sub forma „nodulilor polimetalici" de o mare diversitate genetică și prezenți, de asemenea, în variate sisteme depoziționale

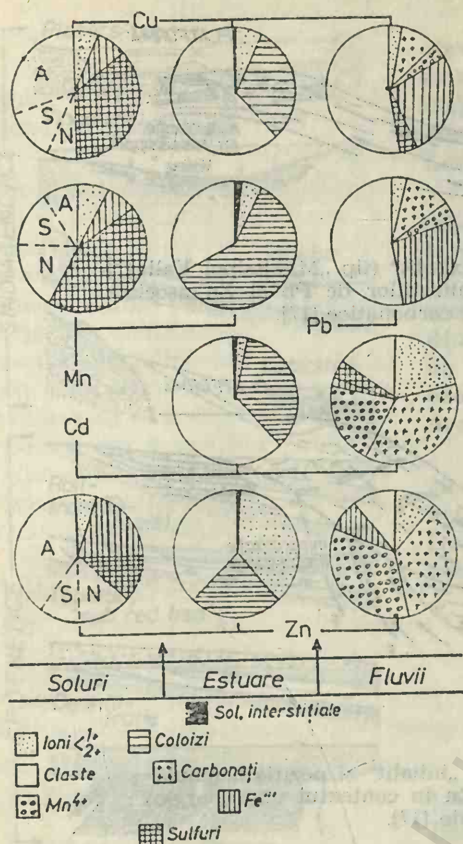


Fig. 7.1. Asocierea metalelor feroase și neferoase cu elemente chimice și claste în sedimente și în soluri [81].

(neritic, abisal, lacustru, paludal: M. Barents, M. Kara, M. Baltică, Oc. Pacific, Oc. Indian, Oc. Atlantic, Lacul Ladoga, Lacul Ontario etc.). Corespondența depozitelor vechi cu asemenea tipuri de acumulări este greu de stabilit în ciuda identităților de facies mineralogic sau cadru litologic: zăcămintele oligocene de la Nikopol Ciatura (U.R.S.S.) și cele eocene din flișul Numidian-Sicilia ar putea corespunde unei asemenea situații.

Sulfurile de Pb, Zn, Cu sînt, adesea, prezente în formațiuni sedimentare, alături de Ba și U. Ele se concentrează atît prin procese depoziționale în medii restrictive, euxinice, de mare adîncă, cît și prin procese diagenetice, de remobilizare, în faciesuri fluviatile distale sau de șelf intern, estuare (fig. 7.1).

Modelul clasic pentru acumularea singenetică a sulfurilor de Zn și Cu (± Au) îl constituie faciesurile pelagice mîloase din Marea Roșie, dispuse în lungul zonei de rift intercontinental, deasupra unei cruste oceanice. Argilele cu sulfuri din zona Toodros-Cipru sînt considerate un corespondent al acestora.

Sulfuri de Pb și Zn, adesea cu baritină, se asociază cu argile negre și calcare și formează acumulări exploatabile în urma unor procese de remobilizare diagenetică. În legătură cu așa-numitele zăcăminte stratiforme („Stratabound“) din Pine Point-Mississippi Valley au fost propuse mai multe modele prin care se explică originea și circulația metalelor.

Modelul *exhalit* a lui Badhan (1981) și Russel (1983) — plasează sursa de Pb și Zn în argilele negre distale ale unei platforme carbonatice marginale, iar pe cea de SO_4^{2-} în faciesurile de tip „back reef“, din afara concentrațiilor metalifere. Întîlnirea lor, în urma transferului intraformațional, în calcarele dolomitice (recifale dolomitizate) din marginea platformei ar fi asigurat, aici, depunerea epigenetică a sulfurilor respective (fig. 7.2).

Modelul *inhalit* a lui Clemmey (1985) — leagă Pb și Zn de sedimente distale, iar SO_4^{2-} de soluții marine locale, ajunse după migrare prin nivele poroase în masa unor turbidite carbonatice proximale, de tipul debitelor conservate într-un mediu reducător sau pe fracturile imediat limitrofe (fig. 7.3).

Cuprul și *uraniul* sînt alte două elemente al căror drum metalogenetic în timpul proceselor mesogenetice și telogenetice (epigenetice s.s.), este aproape identic. Potențialul prismelor sedimentare de a facilita concentrarea acestor

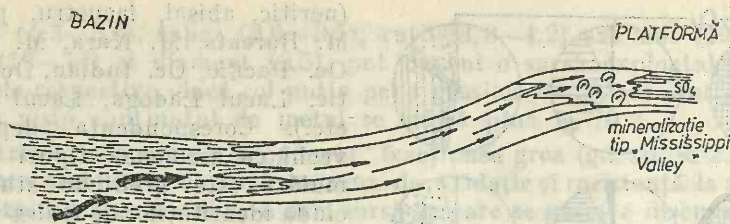


Fig. 7.2. Modelul metalogenetic „exhalit" (tip „Mississippi Valley") de formare epigenetică a mineralizațiilor de Pb și Zn asociate rocilor sedimentare carbonatice [17].

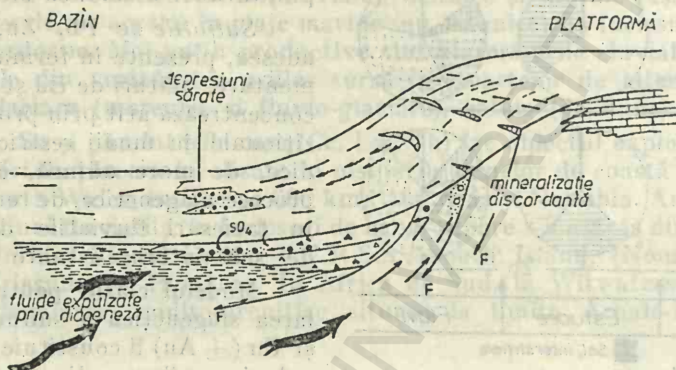


Fig. 7.3. Modelul metalogenetic „inhalit" și poziția acumulărilor metalifere de Ba, Pb și Zn în contextul unei margini continentale [17].

metale este determinat de caracterul continental al depozitelor fluviatil-deltaice sau litorale și de climatul arid în care ele evoluează. Soluțiile de uranil și carbonați purtătoare de metale, cu *E*h pozitiv, circulă din zone continentale (scoarța de alterare) spre faciesuri epiclastice terigene și depun mineralizații (fig. 7.4):

— prin procese de difuzie în faciesuri proximale subaeriene (în calcret-caliche, ex. Langer — Namibia);

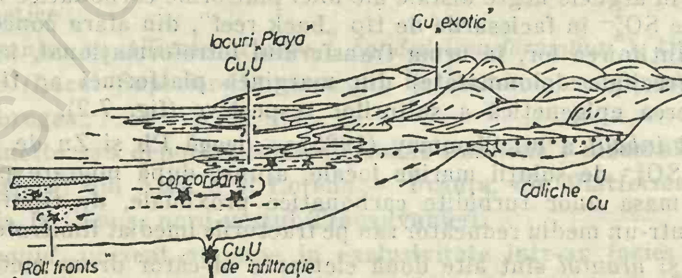


Fig. 7.4. Principalele medii depoziționale și postdepoziționale de acumulare a asociațiilor metalifere de Cu și U [17].

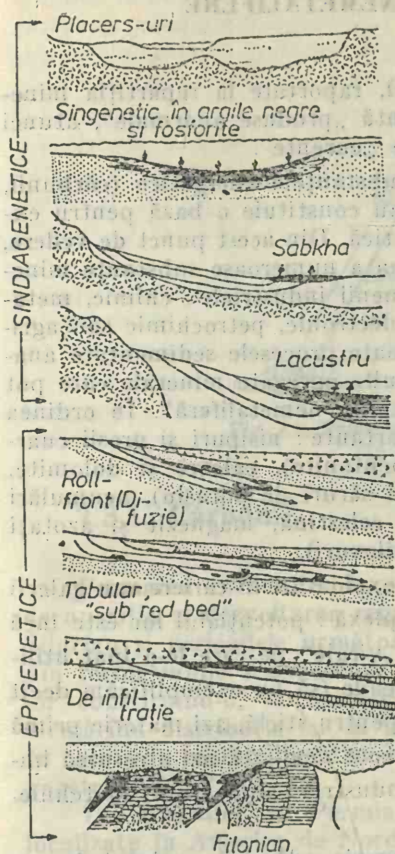


Fig. 7.5. Clasele genetice ale depozitelor sedimentare de uraniu [32].

— în faciesuri de canal sau cîmpie aluvială, în gresii roșii concordante cu formațiunile limitrofe („red-beds") (ex. majoritatea depozitelor devoniene și permiene de la Blind River — Canada, Lodévre—Franța, Prit—Italia) (fig. 7.5);

— prin acumulare „perdescensum" (zăcăminte de infiltrație) la baza unor formațiuni grosiere roșii (conglomerate) ce colmatează un paleorelief (tipul „sub red bed") (ex. Atabaska, Saskatchewan), dînd impresia unor corpuri discordante; de asemenea, acumulat în cărbuni (Paleozoic și Mezozoic) și în șisturi bituminoase (Ambrosia Lake — S.U.A.);

— prin procese de difuzie în faciesuri distale, mai fine, conducînd la acumulări linguate și/sau lobate (tip „roll front") (ex. majoritatea zăcămintelor mezozoice).

7.1.3. Zăcăminte reziduale (Al și Ni)

Aluminiul și *nichelul*, datorită potențialului ionic mic și în consecință stabilității lor chimice, se concentrează în scoarțele de alterare sub forma unor compuși de neoformație (rezultați în special prin procese de hidroliză și oxidare): gibbsit ($Al(OH)_3$), diaspor și boehmit ($AlO \cdot OH$), și garnierit ($NiH_4(Si_4O_{10})(OH)_4 \cdot 4\,H_2O$, revdinskit (NiMg) $(Si_4O_{10})(OH)_8$).

Sursa de metal trebuie căutată în rocile subiacente (în acest caz în materialul parental):

— în bazalte (Gujerat Madhya Pradesh — India), sienite alcaline (Minas Gerais — Brazilia, Arkansas — S.U.A.), granite (Indonezia) etc. cu pînă la 15—20% Al_2O_3, pentru ca în depozitele reziduale care generează bauxite lateritice Al_2O_3 să atingă 40—50%;

— în serpentinite, harzburgite, peridotite (Uralii de Sud, Brazilia, Noua Caledonie, Cuba) cu 0,24% Ni, pentru ca în depozitele reziduale conținutul să crească la 2,85% Ni.

Adesea, scoarțele de alterare rețin (alături de Al și Ni) fier și mangan sub formă de oxizi și hidroxizi, în „pălăriile de fier", în care mineralul principal este limonitul; în Cuba, Indonezia, Filipine și Africa de Vest (la Conakry) formează rezerve importante (de ordinul sutelor și miilor de milioane de tone).

Față de Al, prins în hidroxizi, Ni circulă descendent sub forma soluțiilor de bicarbonați, sulfați și, eventual, $Ni(OH)_2$ și se reorganizează, la baza scoarței de alterare, sub formă de filosilicați sau intră în rețeaua smectitelor și a cloritelor; este adesea însoțit de Co.

7.2. EXOGENEZA ȘI SUBSTANȚELE NEMETALIFERE

Dacă zăcămintele metalifere, în general, raportate la repartiția mineralelor și rocilor în scoarța terestră reprezintă „produse anormale", atunci cele nemetalifere pot fi considerate produse „curente".

Depozitele nemetalifere — excluzînd substanțele energetice (cărbunii, petrolul) — trebuie să includă tot ceea ce nu constituie o bază pentru extracția unui metal și care are o utilitate practică. Din acest punct de vedere, exogeneza controlează formarea și acumularea a numeroase substanțe minerale utile valorificabile în foarte diverse domenii industriale : chimic, metalurgic, siderurgic, materiale de construcție, electronic, petrochimic sau agricole — îmbunătățiri funciare etc. Practic, toate procesele sedimentare analizate au drept produs final unul sau mai multe agregate minerale care pot fi încadrate în categoria geologică de „substanță nemetaliferă". În ordinea sistematicii utilizate, cităm pe cele mai importante : nisipuri și gresii cuarțoase, loess, argile oligomictice (caolin și bentonite), calcare și dolomite, evaporite (zăcăminte de sulfați, sare gemă și săruri de potasiu), acumulări de baritină, fosfați, zeoliți, concentrații de celestină, magnezit și azotați (salpetru de Chile), unele silicolite (jaspuri, silexuri).

Fiecare în parte fac astăzi obiectul unor exploatări în cariere sau galerii și așteaptă, cu fiecare an, o valorificare complexă : potențialul lor este încă nebănuit dacă ținem seama de numeroasele „viraje" pe care le-a luat utilizarea unor astfel de substanțe în ultimele decade (să nu exemplificăm decît prin nisipul cuarțos) în trecut utilizat numai pentru sticlă, azi materie primă de bază în industria electronică ; zeoliții în trecut neglijați, azi o resursă importantă pentru industria petrochimică, industria alimentară, zootehnie, materiale de construcție etc.).

Această diversificare a utilizării este expresia adîncirii gradului de cunoaștere a proprietăților lor și, deci, a capacității noastre de penetrare și decelare a structurii interne a agregatelor respective, în special a constituenților lor mineralogici, principalii purtători ai „elementelor urmă", a proprietăților termoelectrice, piezoelectrice, magnetice, adsorbante și filtrante, a rezistivităților termice și electrice, a proprietăților radioactive, a stabilității culorilor și, nu de puține ori, a valorilor estetice (pietre prețioase și semiprețioase). Or, pentru aceasta, tehnica de investigație trebuie să fie la înălțime și să ofere ușor, rapid și ieftin, un diagnostic precis. Este, de asemenea, clar că tehnologia de preparare, pentru valorificarea la maxim a potențialului lor, trebuie, pe de altă parte, să facă un salt spectaculos.

7.3. EXOGENEZA ȘI RESURSELE ENERGETICE

Resursele energetice — cărbunii și petrolul — sînt cantonate exclusiv în roci sedimentare, fie că acestea reprezintă mediul lor de formare, fie că sînt colectori ai lor (fig. 7.6).

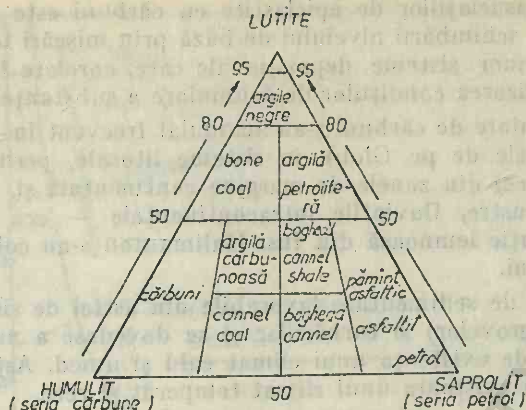


Fig. 7.6. Principalele categorii petrografice în seria cărbune-petrol-argilă.

7.3.1. Cărbunii

Formarea cărbunilor la suprafaţa scoarţei terestre a fost determinată de apariţia şi dezvoltarea regnului vegetal şi, în special, a psilophitelor (în Silurian şi perioadele următoare), bogate în celuloză şi lignină. Astăzi 4% din formaţiunile sedimentare sînt, potenţial, purtătoare de cărbuni, gazda lor constituind-o, în exclusivitate, seriile epiclastice arenitice şi lutitice. Urmărind distribuţia lor în timp geologic, sesizăm trei momente principale în care s-au realizat condiţii optime de acumulare şi conservare a substanţei vegetale (fig. 7.7):

1) Carbonifer — Permian inferior, cu 22% din rezervele mondiale, localizate în America de Nord, Europa şi Africa de Nord;

2) Jurasic superior — Cretacic inferior, cu 27% din rezerve în estul Asiei, în Australia, Africa de SE şi America de Sud;

3) Cretacic superior — Cainozoic, cu 51% din rezerve, în centura Pacifică (coastele americane şi asiatice) şi arhipelagurile din Pacific. În România se găsesc cărbuni formaţi în acest interval de timp în bazinele Petroşani, Comăneşti, în Oltenia etc.

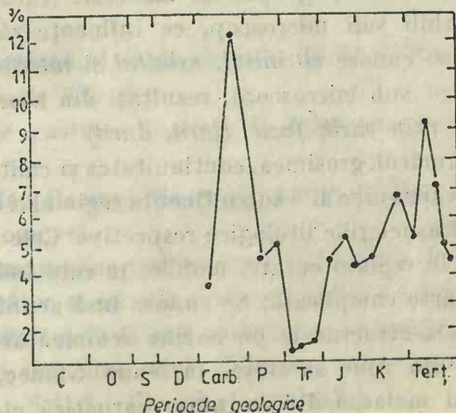


Fig. 7.7. Frecvenţa în timp geologic a formaţiunilor sedimentare purtătoare de cărbuni [13].

Ciclicitatea asociaţiilor de epiclastite cu cărbuni este atribuită modificărilor climatice, schimbării nivelului de bază prin mişcări tectonice şi eustatice şi realizării unor sisteme depoziţionale care, corelate în timp şi spaţiu, au condus la realizarea condiţiilor de acumulare a substanţei vegetale.

Marile zăcăminte de cărbuni s-au acumulat frecvent în condiţii *paralice* (90% din rezervele de pe Glob), în sisteme litorale, peritidale şi deltaice (sau fluvio-deltaice) din zonele de margine continentală şi, mai rar, în condiţii *limnice* (lacustre, fluviatile intracontinentale — cca 10%) ; bazinele actuale cu vegetaţie lemnoasă din Ins. Kalimantan s-au colmatat cu o rată de 17 m/4 000 ani.

Micromediile de sedimentare favorabile din astfel de sisteme corespund mlaştinilor (mangrovelor) şi turbăriilor şi se dovedesc a nu fi dependente, în exclusivitate, de existenţa unui climat cald şi umed. Astfel, pentru Permian se apreciază existenţa unui climat temperat şi rece.

Conservarea substanţei vegetale, condiţia „sine qua non" a formării zăcămintelor de cărbuni, se realizează într-un cadru sedimentologic limitat atunci cînd :

— ea nu este contaminată, excesiv, cu material epiclastic, deci aportul terigen este redus în momentul acumulării ei ;

— nivelul hidrostatic este constant şi apropiat de suprafaţă, permiţînd, astfel, scoaterea ei de sub influenţa oxigenului ;

— salinitatea mediului este foarte redusă ; un mediu dulcicol cu *p*H acid este absolut necesar (apele marine, alcaline inhibă conservarea substanţei vegetale).

Carbonificarea, procesul diagenetic de trecere a substanţei vegetale în cărbuni, se realizează în mai multe stadii (de *turbă*, de *lignit*, de *cărbune bituminos*, de *antracit*), este controlat la început de procese biologice, apoi de procese fizico-chimice şi are drept consecinţă : creşterea progresivă a conţinutului de carbon, deci a puterii lor calorifice (fig. 7.8) ; pierderea conţinutului de gaze ; ridicarea gradului de opacitate ; închiderea culorii (de la galben-brun la cenuşiu-negru) etc.

Cărbunii, în diferitele lor stadii de carbonificare, se deosebesc între ei prin compoziţia chimică : C (60—96%), H (1—12%), O (2—20%), N (1—3%), rar S şi P, prin afinitate faţă de diverse elemente chimice rare — Be, Ni, Co, Mo, V, Ge, U, Ga, N — şi prin trăsături petrografice imprimate de prezenţa (şi natura) grupurilor macerale (care cuprind constituenţi morfologici observabili sub microscop, ce influenţează toate proprietăţile cărbunilor ; astfel, se cunosc *vitrinitul*, *exinitul* şi *intertinitul*) şi microlitotipilor (identificabili tot sub microscop), rezultaţi din asocierea unor macerale ; sînt reprezentaţi prin *vitrit*, *fuzit*, *clarit*, *durit*).

Numărul, grosimea, continuitatea şi calitatea secvenţelor (sau ciclothemelor) cu cărbuni se află sub influenţa regimului tectonic în care s-au acumulat şi evoluat asociaţiile litologice respective. Cele mai bogate zăcăminte de cărbuni se află în regiuni cutate, mobile, în care îmbracă şi o geometrie tridimensională foarte complicată. Se cunosc însă acumulări de cărbuni în toate categoriile tecto-structurale de bazine sedimentare :

— din zone subduse, în Noua Guinee, Bazinul Sydney — Australia, cărbunii molasici din avanfosa carpatică etc. ;

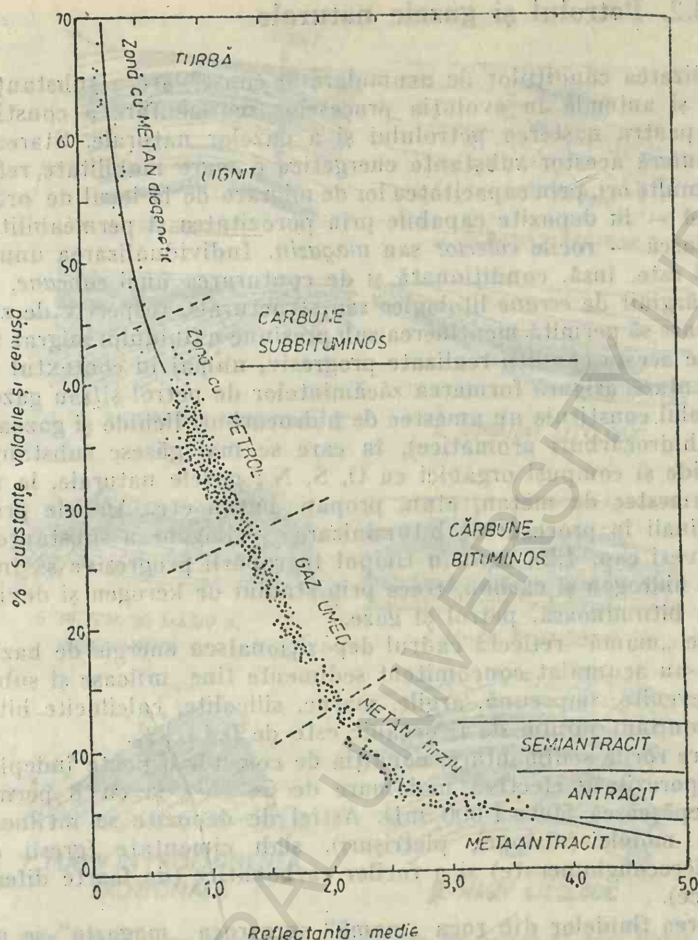


Fig. 7.8. Corelaţiile dintre tipurile de cărbuni (după gradul de carbonificare) şi zonele de generare a petrolului şi gazelor naturale în raport cu reflectanţa medie şi conţinutul de substanţe volatile [13].

— din zone de rift intracontinental (aulacogene): Bazinul Victoria — Australia cu o grosime maximă de 230 m;

— din margini continentale pasive: Bazinul Golfului, cu grosimi relativ mici;

— din zone cratonice stabile: Bazinul Karro — Africa de Sud, Bazinul Cooper — Australia, Bazinul Moscovei.

Potenţialul energetic al formaţiunilor sedimentare purtătoare de cărbuni se dovedeşte cu atît mai promiţător şi cu atît mai rentabil, cu cît grosimea secvenţelor este mai mare, conţinutul în C mai ridicat, iar extracţia lor are loc fie în cariere, fie în mine de adîncime mică. Cele mai mari rezerve sînt calculate pe teritoriile U.R.S.S., S.U.A., Chinei şi Australiei.

7.3.2. Petrolul şi gazele naturale

Realizarea condiţiilor de acumulare şi conservare a substanţei organice vegetale şi animale în evoluţia proceselor sedimentare a constituit prima premisă pentru naşterea petrolului şi a gazelor naturale. Starea lor fizică fluidă conferă acestor substanţe energetice o mare mobilitate reflectată, de cele mai multe ori, prin capacitatea lor de migrare de la locul de origine — rocile *mamă* — în depozite capabile prin porozitatea şi permeabilitatea lor să le găzduiască — rocile *colector* sau *magazin*. Individualizarea unui zăcămînt de petrol este, însă, condiţionată şi de conturarea unei *capcane*, a unui rezervor mărginit de *ecrane* litologice sau structurale, respectiv de zone impermeabile care să permită menţinerea sub presiune a fluidului migrat în colector.

Toate aceste condiţii realizate progresiv, numai în contextul unui bazin de sedimentare, asigură formarea zăcămintelor de petrol şi/sau gaze naturale.

Petrolul constituie un amestec de hidrocarburi lichide şi gazoase (metan, naftene, hidrocarburi aromatice), în care se mai găsesc substanţe bituminoase solide şi compuşi organici cu O, S, N ; gazele naturale, la rîndul lor, sînt un amestec de metan, etan, propan, butan etc. Ambele produse sînt termeni finali în procesul de bituminizare — diageneza substanţei organice primare (vezi cap. 4.2), care în timpul îngropării progresive se îmbogăţeşte relativ în hidrogen şi carbon, trece prin stadiul de kerogen şi devine treptat substanţă bituminoasă, petrol şi gaze.

Rocile „mamă" reflectă cadrul depoziţional cu energie de bazin scăzută în care s-au acumulat concomitent sedimente fine, mîloase şi substanţă organică, devenite, împreună, argile, marne, silicolite, calcilucite bituminoase, al căror conţinut minim de C organic este de 0,4—1 %.

Printre rocile sedimentare, condiţia de colector o poate îndeplini un depozit cu porozitate efectivă mai mare de 5—15% şi cu o permeabilitate care să depăşească 500—1 000 mD. Astfel de depozite se întîlnesc în roci epiclastice mobile (nisipuri, pietrişuri), slab cimentate (gresii cuarţoase, arcoze, microconglomerate) şi a rocilor carbonatice (de foarte diferite tipuri petrografice).

Migrarea fluidelor din roca „mamă" spre roca „magazin" se poate face lateral şi vertical, prin masa poroasă, în lungul suprafeţelor de strat şi a discontinuităţilor mecanice materializate prin suprafeţe de eroziune, linii de fractură, plane de încălecare etc. atît în timpul evoluţiei diagenetice, cît şi a celei orogenice.

Geometria zăcămîntului de petrol, adesea foarte variată, devine astfel expresia geometriei capcanei care-l localizează. Ea poate fi imaginea unui mediu depoziţional (a unui sistem, subsistem sau facies : o deltă frontală, un con aluvial sau submarin, o bară, un canal colmatat (fig. 7.9), un recif,

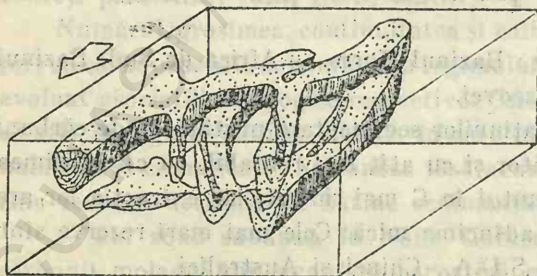


Fig. 7.9. Geometria corpurilor de nisip aparţinînd unui sistem fluviatil cu debit în suspensie [13].

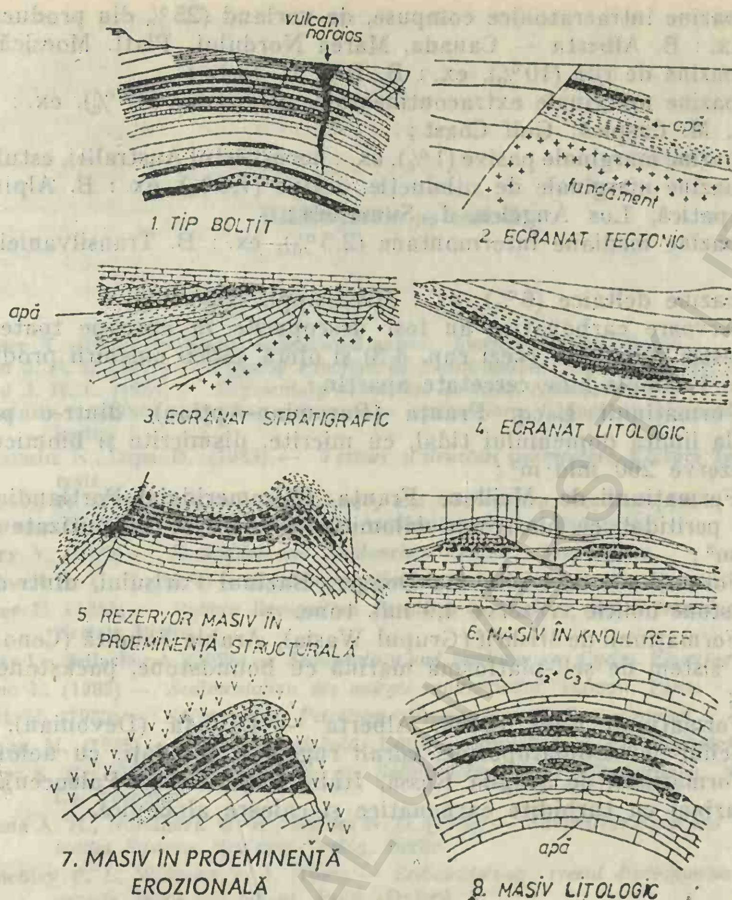


Fig. 7.10. Tipuri structurale de rezervoare de petrol și gaze (după Smirnov, 1978).

o rampă etc.), cît și rezultatul unor determinări tectonice, larg structurale (cute, pînze, falii, diapire etc.) (fig. 7.10).

În scara stratigrafică zăcămintele de petrol sînt localizate în tot Phanerozoicul : mai rar la nivelul Paleozoicului (de regulă, în bazine intra- și epicratonice) și mai frecvent în Mezozoic (în fose de subducție și margini active) și Cainozoic (în avanfose și fose intermontane, în sisteme cutate alpine). Cîmpurile petrolifere de dimensiuni foarte mari aparțin bazinelor tinere și conțin 75% din rezervele descoperite, în ciuda faptului că reprezintă doar 1% din cîmpurile cunoscute.

Rezervoarele siliciclastice aparțin la sisteme depoziționale diferite : fluviatil (Formațiunea de Staftjord, Marea Nordului—Jurasic), deltaic (Niger), litoral (Gresia de Niobrara, New Mexico, S.U.A.), de șelf (Gresia de Sussex, SUA), clinoformelor de taluz (Cainozoicul din Sacramento, California, SUA) sau fondoformelor (Paleocen-Eocenul din Marea Nordului) integrate din punct de vedere tectostructural în 8 tipuri de bazine :

1) bazine intracratonice simple (1,5% din producția mondială), ex. : Parizian, B. Illinois, B. Peciora, B. Nipru-Doneț ;

2) bazine intracratonice compuse, de vorland (25% din producţia mondială), ex.: B. Alberta — Canada, Marea Nordului, Platf. Moesică;

3) bazine de rift (10%), ex.: B. Rin, B. Sirta;

4) bazine marginale extracontinentale, asimetrice (47%), ex.: B. Vest-Siberian, M. Caspică, Golf Coast;

5) bazine marginale pasive (1%), ex.: nord-vestul Australiei, estul S.U.A.;

6) bazine marginale de subducţie, active (7,5%), ex.: B. Alpin, Avanfosa carpatică, Los Angeles, I. Sumatera;

7) bazine mediane intermontane (2,5%), ex.: B. Transilvaniei, B. Panonic;

8) bazine deltaice (6%), ex.: Mississippi, Niger.

Rezervoare carbonatice au fost descoperite în aproape toate tipurile de „faciesuri standard" (vezi cap. 4.3) şi oferă astăzi omenirii producţii importante. Exemple bine cercetate aparţin:

a) Formaţiunii Lacq, Franţa (Baremian-Apţian), dintr-o platformă internă la limita domeniului tidal, cu micrite, dismicrite şi biomicrite fisurate; rezerve 260 mld·m^3;

b) Formaţiunii de Meillon, Franţa (Kimmeridgian-Portlandian), din sistemul peritidal, cu biostrome dolomitizate şi brecii dolomitizate; rezerve 65 mld.m^3;

c) Formaţiunii cu oolite din Dogger, Bazinul Parisului, dintr-o barieră cu grainstone oolitic; rezerve 4,9 mil. tone.

d) Formaţiunii de Mishrif (Grupul Wasia), Arabia Saudită (Cenomanian), dintr-un sistem de şelf-platformă marină cu boundstone, packstone şi wackestone;

e) Formaţiunii Back Creek, Alberta — Canada (Devonian), într-un facies recifal de stromatoporide, corali rugoşi şi tabulaţi, cu dolomitizări;

f) Formaţiunii de Scaglia Rossa, Italia (Cenomanian-Paleocen), într-un facies bazinal cu turbidite carbonatice şi calcare alodapice.

Bibliografie selectivă

1. Aigner T. (1985) — *Storm depositional system*. Springer-Verlag, Berlin.
2. Allen J. R. L. (1977) — *Physical Processes of Sedimentation*. Allen & Unwin, London.
3. Alled J. R. L. (1984) — *Sedimentary structures*. Elsevier. Amsterdam.
4. Anastasiu N. (1986) — *Procese petrogenetice sedimentare*. Tipografia Universității București.
5. Anastasiu N., Jipa D. (1983) — *Texturi și structuri sedimentare*. Editura Tehnică, București.
6. Aston S. R. (1983) — *Silicon geochemistry and biochemistry*. Academic Press, London.
7. Bardossy G. (1982) — *Karst Bauxites*. Akademiai Kiado, Budapest.
8. Barry V. (1978) — *Rockslides and Avalanches*. Elsevier, Amsterdam.
9. Bathurst R. G. G. (1979) — *Carbonate sediments and their diagenesis*, Elsevier, Amsterdam.
10. Bayer U. (1985) — *Pattern Recognition Problems in Ecology and Paleontology*. Springer-Verlag, Berlin.
11. Bayer U., Seilacher A. (1985) — *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. Elsevier, Amsterdam
12. Blanc L. (1983) — *Sedimentation des marges continentales*. Masson, Paris.
13. Blatt H. (1982) — *Sedimentary Petrology*. Freeman and Co., London.
14. Bleahu M. (1983) — *Tectonica globală*. Editura Științifică și Enciclopedică, București
15. Boggs S. (jr) (1987) — *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publ. Co. Toronto.
16. Bouma A. H., Nordmark W. R., Barnes N. G. (1985) — *Submarine Fans and Related Turbidites Systems*, Springer-Verlag, Berlin.
17. Brenchley P. I., Williams P. I. (1985) — *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Blackwell Scient. Publ., Oxford.
18. Chilingar G. V., Bissel H. J., Fairbridge R. W. (1967) — *Carbonate Rocks*, Elsevier, Amsterdam.
19. Cook P. I. (1976) — *Sedimentary phosphate deposits* (in Wolf K.H.: *Handbook of stratabound and stratiform ore deposites)*. Elsevier, Amsterdam.
20. Conybeare C. E. B. (1979) — *Lythostratigraphic Analysis of Sedimentary Basin*. Academic Press, London.
21. Dragastan O. (1980) — *Alge calcaroase* din *Mezozoicul și Terțiarul României*. Ed. Academiei R. S. România, București.
22. Dronkert H. (1985) — *Evaporite Models and Sedimentology of Messinian and Recent Evaporites*. GUA Papers of Geology, Utrecht.
23. Einsele G., Seilacher A. (1982) — *Cyclic and Event Sedimentation*. Springer-Verlag, Berlin.
24. Fairbridge R. W., Bourgedis I. (1978) — *The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson, Ross, Strasbourg, Pennsylvania.
25. Flügel E. (1982) — *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin.
26. Fitzpatrick E. (1980) — *Soils: Their Fromation, Classification and Distribution*, Longman, London.
27. Folk R. L. (1974) — *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Comp. Texas.
28. Frakes L. A. (1977) — *Climates troughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam.
29. Fray R. W. (1975) — *The Study of Trace Fossils*. Springer Verlag, Berlin.
30. Friedman C. M., Sanders S. E. (1978) — *Principles of Sedimentology*. Wiley, New York.
31. Gall I. C. (1983) — *Ancient Sedimentary Environments and the Habitats of Living Organism*. Springer-Verlag, Berlin.

32. Galloway W. E., Hobday K. D. (1983) — *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin.
33. Glasby G. P. (1977) — *Marine Manganese Deposits*. Elsevier, Amsterdam.
34. Hallam A. (1981) — *Facies interpretation and the stratigraphic record*. Freeman and Co, London.
35. Jipa D. (1987) — *Analiza granulometrică a sedimentelor*. Ed Academiei R. S. România, Bucureşti.
36. Kukal Z. (1971) — *Geology of Recent Sediments*. Academic Press, London.
37. Leeder M. R. (1982) — *Sedimentology : Process and Products*, Allen and Unwin, London.
38. Lewis D. W. (1984) — *Practical Sedimentology*. Hutchinson, Ross, Strasbourg.
39. Maynard J. B. (1983) — *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag, Berlin.
40. Miall D. A. (1984) — *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, Berlin.
41. Millot G. (1970) — *Geology of Clays*. Springer-Verlag, Berlin.
42. Nriagu J. D., Moor P. B. (1984) — *Phosphate minerals*. Springer-Verlag, Berlin.
43. Parker A., Sellwood B. W. (1983) — *Sediment Diagenesis*. Reidel Publ. Comp., Boston.
44. Papiu V. C. (1960) — *Petrografia rocilor sedimentare*. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.
45. Pauliuc S., Dinu C. (1985) — *Geologie structurală*. Ed. Tehnică, Bucureşti.
46. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1973) — *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin.
47. Pîrvu C., Vinogradov C., Pauliuc S., Preda I. (1979) — *Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare*. Ed. Academiei R. S. România, Bucureşti.
48. Potter P. E., Maynard B. J., Pryor A. W. (1980) — *Sedimentology of Shale*. Springer-Verlag. Berlin.
49. Rădulescu D. P. (1965) — *Petrografia rocilor sedimentare*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
50. Rădulescu D. P., Anastasiu N. (1979) — *Petrologia rocilor sedimentare*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
51. Reading H. G. (1978) — *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scien. Publ., Oxford.
52. Reineck H. E., Singh I. B. (1980) — *Depositional Sedimentary Environments* Springer-Verlag, Berlin.
53. Rieke H. H., Chilingarian G. V. (1977) — *Compaction of argillaceous sediments*. Elsevier, Amsterdam.
54. Rilley I. P., Skirow C. (1975) — *Chemical Oceanography*. Academic Press London.
55. Săndulescu M. (1985) — *Geotectonica României*. Ed. Tehnică, Bucureşti.
56. Sonnenfeld C. (1984) — *Brines and Evaporites*. Academic Press, London.
57. Stach E. (1975) — *Handbook of coal petrology*. Gebrüder, Berlin.
58. Stoica C., Gherasie I. (1981) — *Sarea şi sărurile de potasiu şi magneziu din România*. Ed. Tehnică, Bucureşti.
59. Şeclăman M., Anastasiu N. (1983) — *Petrografie*. Tipografia Universităţii Bucureşti.
60. Trendall A. F., Morris R. C. (1983) — *Iron-formation : facts and problems*. Elsevier, Amsterdam.
61. Tucker M. E. (1981) — *Sedimentary Petrology — An Introduction*. Blackwell Sci. Publ., London.
62. Turner P. (1980) — *Continental red beds*. Elsevier. Amsterdam.
63. Varentsov I. M., Grassely G. (1980) — *Geology and Geochemistry of Manganesse*. Akademiai Kiado, Budapest.
64. Vinogradov C., Pîrvu C., Bomboe P., Neguţ S. (1983) — *Petrologia aplicată a rocilor detritice*. Ed. Academiei R. S. România, Bucureşti.
65. Yalin M. S. (1977) — *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, New York.
66. Zamfirescu Fl., Matei L., Comşa R. (1985) — *Rocile argiloase şi practica inginerească*. Ed. Tehnică, Bucureşti.
67. Zenger D. H., Mazzullis S. I. (1982) — *Dolomitization*. Benchmark Papers. Stroudsbourg

Periodice (1980—1987) :

68. *The American Association of Petroleum Geologists* Bulletin, Tulsa.
69. Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, Bucureşti.
70. Analele Ştiinţifice ale Universităţii „Al. I. Cuza", secţiunea II, b. Geologie-Geografie, Iaşi

71. Analele Universităţii Bucureşti, seria Geologie, Bucureşti.
72. 26e Congrès Géologique International, Paris, 1980 — Reports.
73. 27e Congrès Géologiques International, Moscow, 1984 — Reports.
74. Dări de seamă ale şedinţelor, Institutul de Geologie şi Geofizică, Bucureşti.
75. Earth-Science Review, Amsterdam.
76. Economic Geology, New Haven.
77. Geological Society of American Bulletin, Boulder.
78. Geochimica et Cosmochimica Acta, Amsterdam.
79. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa.
80. Marine Geology, Amsterdam.
81. Ore Geology Review, Amsterdam.
82. Révue Roumaine de géologie, géophisique et géographie, série de Géologie, Academia R. S. România, Bucureşti.
83. Sedimentary Geology, Amsterdam.
84. Sedimentology, Amsterdam.
85. Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geologie, Academia R. S. România, Bucureşti.
86. Studii tehnice şi economice, Institutul de Geologie şi Geofizică, Bucureşti.